

Zur Geologie der Bayerischen Berge zwischen Ammer und Murnauer Moos

**Inaugural-Dissertation
zur Erlangung der Doktorwürde
des Fachbereichs Geowissenschaften
der Freien Universität Berlin**

von

Klaus Hoffert
aus Osnabrück

1971

Zur Geologie der Bayerischen Berge zwischen Ammer und Murnauer Moos

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung der Doktorwürde
des Fachbereichs Geowissenschaften
der Freien Universität Berlin

von

Klaus Hoffert
aus Osnabrück



1. Referent: Prof. Dr. M. Richter
2. Referent: Prof. Dr. V. Jacobshagen

Tag der mündlichen Prüfung: 1. März 1971

I N H A L T S V E R Z E I C H N I S

	Seite
1.0 Vorwort	5
2.0 Lage und Umgrenzung des Gebietes, Topographie	6
3.0 Stratigraphie	8
3.1 Vorbemerkung	8
3.2 Ostalpin	9
3.21 Trias	9
3.211 Anisische Stufe	9
3.2111 Muschelkalk	9
3.212 Ladinische Stufe	10
3.2121 Partnach Schichten	10
3.2122 Wettersteindolomit	12
3.2123 Wettersteinkalk	12
3.2124 Mikrofazielle Analyse einiger Dünnschliffe aus dem Wettersteinkalk	13
3.213 Karnische Stufe	17
3.2131 Raibler Schichten	17
3.21311 Sandsteine und Mergel	18
3.21312 Kalke und Dolomite	19
3.21313 Rauhwacken	20
3.21314 Gips	21
3.214 Norische Stufe	21
3.2141 Hauptdolomit	21
3.2142 Plattenkalk	23
3.215 Rätische Stufe	25
3.2151 Kössener Schichten	25
3.2152 Rätalk und Rätolias-Riffkalk	27
3.22 Jura	29
3.221 Kalkfazies	29
3.2211 Hierlatzkalk	30
3.2212 Doggerkalk	33
3.222 Kiesel Fazies	34
3.2221 Liaskieselkalk	34
3.2222 Doggerkieselkalk	36
3.223 Mergelfazies	37
3.2231 Lias-Fleckenmergel	37
3.2232 Dogger-Fleckenmergel	38
3.224 Radiolarite	39
3.225 Aptychenschichten	39
3.23 Kreide	40
3.231 Alb (Tannheimer Schichten)	40
3.232 Cenoman	40
3.2321 Psephite	42
3.2322 Psammite	44
3.2323 Pelite	44

	Seite
3.3 Randcenoman	45
3.4 Flysch	46
3.41 Tristel-Serie	47
3.42 Flysch-Gault	50
3.43 Ofterschwanger Schichten	53
3.44 Reiselsberger Sandstein	55
3.45 Piesenkopf-Serie	58
3.46 Zementmergel-Serie	61
3.47 Hällritzer-Serie	62
3.48 Bleicherhorn-Serie	64
3.5 Pleistozän und Holozän	66
4.0 Tektonischer Teil	67
4.1 Ostalpin	67
4.11 Großtektonische Strukturen im Kalkalpin	68
4.111 Oberauer Sattel	68
4.112 Mühlbergmulde	70
4.113 Ammermulde	70
4.114 Sattelschuppe des Labergebirgskammes	71
4.115 Labermulde	73
4.116 Nördliche Schuppenzone	74
4.117 Schichtstreichen	75
4.118 Diagonalstörungen	75
4.2 Flysch	76
4.21 Großtektonische Strukturen	76
4.211 Nordmulde	77
4.212 Die zentrale Aufsattelungszone	78
4.213 Die Südmulde	79
4.22 Schichtstreichen, Störungen	79
4.3 Die Grenze Flysch-Kalkalpin	79
5.0 Zusammenfassung	81
6.0 Literaturverzeichnis	82

1.0 Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung meines hochverehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. Max Richter, Geologisch-Paläontologisches Institut der Freien Universität Berlin, durchgeführt. Ihm verdanke ich den größten Teil meines Fachwissens; er verstand es auch, meine Begeisterung für unsere geologische Wissenschaft vom Beginn des Studiums an mehr und mehr zu vertiefen. Hierfür und für die stets fördernde Anteilnahme am Fortgang dieser Arbeit, für anregende Diskussionen und Ratschläge im Gelände wie im Institut möchte ich Herrn Prof. Dr. Richter meinen herzlichen Dank aussprechen.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr. Chr. Kuhnert, der mir mit vielen klärenden Diskussionen und praktischen Ratschlägen wertvolle Hilfe leistete.

Schließlich danke ich Herrn Dr. Risch, FU Berlin, der die mikropaläontologische Bestimmung der Dünnschliffe aus dem Flysch übernahm, sowie Herrn Prof. Dr. Hagn, Universität München, für die Bestimmungen der Faunen aus dem kalkalpinen Teil.

Herr Prof. Dr. E. Flügel, Darmstadt, führte mikrofazielle Bestimmungen einiger Schliffe der Trias durch. Auch ihm gilt mein aufrichtiger Dank.

2.0 Lage und Umgrenzung des Gebietes, Topographie

Das Kartierungsgebiet liegt am Nordrand der Kalkalpen, südwestlich von Murnau/Obb. Es umfaßt eine Fläche von ca. 85 qkm. Seine Grenzen sind: Im Osten die Ammer, im Westen das Murnauer Moos. Im Norden wurde bis etwa an die Linie Altenau-Gräfenaschau herankartiert, im Süden bis zur Bundesstraße 23 (Oberammergau-Oberau) bzw. 2 (Oberau-Eschenlohe). Die höchsten Erhebungen sind im kalkalpinen Teil der Laber-Gipfel (1689 m), im Flysch das Hintere Hörnle mit 1548 m. Der tiefste Punkt liegt mit 625 m im Murnauer Moos. Der maximale Höhenunterschied beträgt mithin 1064 m.

Landschaftlich stehen die bewaldeten, an Mittelgebirgsformen erinnernden, Flyschberge im krassen Gegensatz zu den südlich angrenzenden kalkalpinen Felsen, wobei hier nicht triassische Karbonatgesteine - wie in der Umgebung - die Hauptgipfelbildner sind, sondern Psammite und Psephite des Cenoman sowie Rätolias-Kalke. Lediglich die Laberköpfe bei Oberammergau werden aus Wettersteinkalk aufgebaut.

Namentlich im Flysch sind Vermurungen häufig anzutreffen. Der regenreiche Sommer 1965 hatte zahlreiche Murenabgänge zur Folge, die besonders in der Ommi-Laine verheerende Verwüstungen zur Folge hatten.

Entwässert wird zur Ammer und zur Loisach. Die Erosionsbasis der letzteren liegt ca. 200 m tiefer als die der Ammer. Dies mag neben anderem ein Grund dafür sein, daß der Abfall - insbesondere des Flyschgebietes - nach Osten, also zur Loisach hin, wesentlich steiler ist als nach Westen. Auch Bergschlipfe und Muren finden sich überwiegend am Ostabhang des Hörnle-Aufacker-Gebietes.

Die Kartierung wurde vor allem in den Jahren 1962 und 63 sowie 1965 und 66 im Maßstab 1:10 000 durchgeführt. Als Kartenunterlagen dienten photographische Vergrößerungen der Gradabteilungsblätter 8332 Unterammergau, 8432 Oberammergau und 8433 Eschenlohe.

3.0 Stratigraphie

3.1 Vorbemerkung

Die vorkommenden Schichtglieder und Serien lassen sich stratigraphisch, faziell und tektonisch zwei verschiedenen Gruppen zuordnen, dem Oberostalpin (Kalkalpin) und der ostalpinen Flyschzone.

Altersmäßig umfassen sie einen Zeitraum, der von der Unteren Trias (Anis) bis zur Ober-Kreide (Maastricht) reicht. Schließlich treten weitverbreitet pleistozäne und holozäne Bildungen auf.

Die Grenzen zwischen den einzelnen Abteilungen und Serien sind vor allem im Flysch oft nicht scharf, sondern durch fazielle Ähnlichkeiten und Übergänge verwischt. Eine exakte Unterscheidung kann in vielen Fällen nur mit Hilfe von Mikrofossilien erreicht werden.

Die Stratigraphie des Kalkalpins war schon lange gut bekannt. Dementsprechend sind die fossilführenden Schichten paläontologisch meist gut belegt. Dennoch konnten einige biostratigraphische Fortschritte erzielt werden, z.B. für die jurassischen Fleckenmergel (durch Ammonitenfunde) und in der Ober-Kreide (durch mikropaläontologische Bestimmungen).

Die wesentlichen stratigraphischen Fortschritte im Flysch liegen in der erstmaligen Anwendung der modernen Flyschstratigraphie, insbesondere der Ober-Kreide im Arbeitsgebiet. Die von BLÜHER (1935) teils den Zementmergeln, teils dem Eozän zugeschriebenen Serien des Campans und des Maastricht in Sigiswanger Fazies (oder einfacher: Nordfazies) wurden als Hällritzer- und Bleicherhorn-Serie erkannt.

Da der ursprünglich sedimentäre Verband des Schichtkomplexes oft gestört ist, war es schwierig, genaue Mächtigkeitsangaben zu machen.

3.2 Ostalpin

3.21 Trias

Die tiefste aufgeschlossene Stufe im ostalpinen Faziesraum des Gebietes ist das obere Anis. Es fehlen also der skythische Buntsandstein und die etwas weiter westlich (KUHNERT 1964) auftretenden Reichenhaller Schichten.

Es handelt sich überwiegend um Karbonatgesteine, die sich als Bildungen eines seichten, in dauernder Senkung befindlichen, Meeres ausweisen.

3.211 Anisische Stufe

3.2111 Muschelkalk

Der alpine Muschelkalk, meist von dunkelgrauer Farbe, bildet das tiefste aufgeschlossene Schichtglied. Schon SÖHLE (1897) beschreibt das Vorkommen vom Angerwäldchen, oberhalb der Kasernen bei Oberammergau. Nach KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931, S.6) handelt es sich hier um den Ostausläufer des Zuges Pürschlinghaus-Nebelalpe-Kleckelalpe-Lobental-Schönleutenschrofen.

Daneben ist nur noch ein kleines isoliertes Vorkommen, 200 m nordwestlich P.969, vorhanden, welches die typischen "Wurstelbänke" mit wulstigen Schichtflächen zeigt, die durch Anreicherung von Kieselsäure auf ihnen bedingt sind. Auch an Kluftflächen reichert sich die Kieselsäure in Form von Putzen und Hornsteinschnüren an. Im Angerwäldchen ist sie allerdings feiner im Gestein verteilt und bewirkt so eine löchrig-sandige Verwitterung.

Die Bänke wechseln in ihrer Mächtigkeit von 3-5 cm bis zu 50 cm. Mergel einschaltungen fehlen. Eine Untergliederung, etwa im Sinne HAHN's war bei der geringen Verbreitung nicht

möglich. Die von KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931, S.7) angegebene Mächtigkeit von maximal 100 m dürfte noch um etwas die Hälfte zu hoch sein. Im Osten sind es dann nur noch ca. 15 m.

Der Dünnschliff zeigt einen feinkörnigen Mikrit mit zahlreichen Biogenen (hauptsächlich Brachiopoden). Calcitadern, schräg oder senkrecht zu ss sind häufig (Laber-Graben 950 m).

3.212 Ladinische Stufe

3.2121 Partnach-Schichten

Die Partnach-Schichten bestehen aus Mergeln und dunkelgrauen, gebankten Kalken. Die Liegendgrenze ist meistens schwer zu fassen. Im südlichen Laber-Graben gehen Partnach-Schichten aus makroskopisch ähnlichem Muschelkalk hervor. Harnische deuten allerdings an, daß dieser Übergang durch schichtparallele Gleitungen überprägt worden ist. Nach oben folgen grüfelig zerfallende, sehr tonreiche, schwarze bis schwarz-grüne Mergel und Schiefer. Ihnen eingeschaltet sind die bekannten, Partnachmergel geradezu indizierenden, kissenförmigen, gelb anwitternden harten Kalkknollen. Im frischen Zustand zeigen diese ebenfalls eine schwärzlich-grüne Farbe. Mit einer kräftigen Störung grenzt diese Folge hier abrupt an den Wettersteinkalk. Es bilden also nicht die Kalke das Hangende, wie bei KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931, S.9).

Der Versuch, eine "normale" Abfolge von Kalken und Mergeln anzugeben, dürfte in bezug auf Partnach-Schichten ohnehin ein nutzloses Unterfangen sein, zumal wenn man sich die in letzter Zeit verschiedentlich publizierten Vorstellungen von Fazies-schemata der Mitteltrias zu eigen macht (H.J. SCHNEIDER 1964, S41; M. SARNTHEIN 1967, S.119). Hiernach handelt es sich bei den Partnach-Schichten um den Vorriff-Bereich eines sich seit dem Muschelkalk herausbildenden ladinischen Plateau-Riffs, der durch laterale Übergänge zu dem überwiegend dem Backriff-

Bereich angehörenden Wettersteinkalk verbunden ist.

Im Laber-Graben bildet ein gemeinsamer Sumpf von Partnachmergeln und Lias-Fleckenmergeln eine "ehemalige Deckengrenze". Darüber folgen ausgezeichnet geschichtete Kalke mit zahlreichen dunkelbraunen bis schwarzen Hornsteinknuern. Zum Wettersteinkalk hin wird das Einfallen steiler. Über den Kalken folgen noch 5 m schwarze Mergel mit Tongallen wiederum von einer Steilwand aus Wettersteinkalk abgeschnitten. Im Vorkommen NE P.1395 schließlich ist Partnachkalk im Liegenden tektonisch gegen Aptychenschichten abgegrenzt. Mergel sind hier nicht aufgeschlossen. Der bei SÖHLE (1897, S.2) und KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931, S.10) angegebene kleine Hügel aus Partnachkalk ist der Anlage eines Schießplatzes zum Opfer gefallen.

Da sowohl die Liegend- als auch die Hangendgrenze stets tektonisch überprägt ist, muß man sich eine genaue Mächtigkeitsangabe versagen. Aufgeschlossen sind 25-30 m, im Osten weniger.

Makrofossilien sind selten. Außer Stacheln von *Cidaritis* sp. und Stielgliedern von *Encrinurus* sp. ist nur

Koninckina leonhardi WISSM.

bekannt.

Dagegen zeigen die Schlitze einen überraschenden Fossilreichtum.

Beispiele:

Schliff 16: Intermikrit mit zahlreichen Biogenen, darunter häufig Echinodermenreste, Foraminiferen (*Nodosaria* sp.), Molluskenfragmente, Ostrakoden.
Fein verteiltes Erz. (Südlicher Laber-Graben).

Schliff 128: Biomikrit mit zahlreichen Biogenen, darunter häufig Brachiopodenschalen. Kreisrunde und ovale Querschnitte, $\varnothing$ 0.03-0.05 mm, wahrscheinlich Radiolarien. Anteile Komponenten: Matrix = ca. 30:70. Einige Calcitadern (Nordöstlich P.1395).

3.2122 Wettersteindolomit

Nur an wenigen Stellen konnten einige dolomitische Bänke an der Basis des Wettersteinkalkes nachgewiesen werden, so im Laber-Graben und oberhalb des Ammertalgrabens. Hier ähnelt der Wettersteindolomit in Farbe und Textur sehr dem Hauptdolomit. Stellenweise ist er so stark zerbrochen und wieder verkittet, daß man von einer tektonischen Breccie sprechen kann. Nach LEUCHS (1928, S.401) handelt es sich um "endogene Breccienbildung", d.h. eine postdiagenetische Zertrümmerung des Wettersteinkalkes durch "Gebirgsdruck".

H.J. SCHNEIDER (1953, S.25) spricht von einem Resorptionsrelikt eines primären Dolomit-Kalk-Feinschichtenrhythmus, welcher den synsedimentären Aufbereitungen bereits wieder zum Opfer fiel. Im westlichen Ammergebirge schwillt die Mächtigkeit des Wettersteindolomites auf etwa 40 m an (KUHNERT 1964) und kann dort zur Auflösung der Tektonik größerer Wettersteinkalkkomplexe herangezogen werden. Im Arbeitsgebiet sind 0-5 m anzugeben. Im Schliff sieht man eine grobkörnige, spätige Grundmasse, zum Teil durch Umkristallisation bedingt ("Dolospärit").

3.2123 Wettersteinkalk

Der Wettersteinkalk ist ein heller bis fast weißer Kalk, meistens frei von tonigen Verunreinigungen. Die Bankung wird, besonders in tieferen Lagen, oft undeutlich und dann erst aus

größerer Entfernung erkennbar. In oberen Lagen kommt eine Schichtung mit bis zu 10 cm dünnen Bänken vor. Auch Klüftung konnte selten beobachtet werden.

Im Arbeitsgebiet bildet der Wettersteinkalk einen fast geschlossenen Zug vom Schaffelberg über die markanten Laber-Köpfe bis zum Schoberwald. Nach Westen läßt er sich mindestens bis westlich Altmutterboden durchverfolgen (vgl. ORDOWSKI 1963).

Häufigste Mikrofossilien sind Algen. Auch Foraminiferen waren in Dünnschliffen nicht selten.

Die Mächtigkeit des Wettersteinkalkes liegt bei 200 m.

Infolge der Reinheit des Kalkes sind Verkarstungserscheinungen häufig. Auch Ausnagungen von einzelnen Kalkblöcken durch Wirkungen der Vegetation sind evident. Der Verwitterungsschutt ist sehr grobstückig. Ein kleiner Bergsturz im Schoberwald dürfte seine Entstehung der völligen Unterhöhlung des Gesteins durch zirkulierende Karstwässer verdanken.

Vererzungen, wie im Füssener Raum (SCHNEIDER & WALDVOGEL 1964) konnten nicht entdeckt werden.

3.2124 Mikrofazielle Analyse einiger Dünnschliffe aus dem Wettersteinkalk

Wie aus dem eben gesagten hervorgeht, bietet der Wettersteinkalk mangels Makrofossilien oder Leithorizonten - der Leitwert des Wettersteindolomits ist unsicher, außerdem kann er fehlen - kaum Möglichkeiten der Feingliederung. Auch geope-tale Gefüge kommen kaum vor (HÜCKEL & JACOBESHAGEN 1961, S.320).

Da die Mikrofazies eine solche Möglichkeit werden könnte, wurden aus einem geeignet erscheinenden Profil am Laber-Kopf-Gipfel (1465 m) einige Dünnschliffe aus orientiert gezogenen Handstücken angefertigt, um mikrofazielle Daten zu sammeln. Herr Prof. Dr. FLÜGEL unterstützte mich bereitwilligst in meinen Bemühungen, indem er weitgehend die mikrofazielle Bestimmung der Dünnschliffe des Wettersteinkalks übernahm.

Die mikrofazielle Analyse ist insofern unvollständig, als eine quantitative Auswertung mit Häufigkeitsmessungen und Angaben über Rundung und Sphärizität fehlen.

In der folgenden Schliffbeschreibung bedeutet "p" jeweils parallel zum ss und "q" senkrecht dazu.

Schliff w1p

Grundmasse Sparit. Komponenten: schlecht gerundete und schlecht begrenzte biogene Komponenten, die häufig miteinander in Verbindung stehen. Es handelt sich zum Großteil um Algen, wobei sowohl Solenoporaceen als auch Codiaceen zu erkennen sind. In den Algen-Thalli ist der Beginn einer Dolomit-aufspaltung festzustellen.

Schliff w1q

Grundmasse Sparit. Komponenten: schlecht sortierte und schlecht gerundete Biogene, meist Algen, seltener umkristallisierte und abgerollte Algenfragmente und Molluskenreste, vereinzelte Foraminiferen (Milioliden und andere Formen).

Schliff w2p

Grundmasse Mikrosparit (nicht vollständig zu Sparit umkristallisierter Mikrit). Komponenten: Biogene unklarer Herkunft, vereinzelt Mollusken-Detritus, selten Algen (Solenoporaceen). Sortierung und Rundung der biogenen Komponenten sind mäßig. Neben biogenen Komponenten finden sich Pseudocoide.

Schliff w2q

Grundmasse Sparit bis Mikrosparit. Komponenten: wenig Biogene, mehr Pseudooide, vereinzelt Intraklaste mit Pseudooiden. Foraminiferen.

Schliff w3p

Grundmasse Sparit. Komponenten: schlecht sortierte, umkristallisierte Biogene, zum Großteil Mollusken-Detritus und Algen-Thalli, daneben vereinzelt Milioliden.

Schliff w3q

Grundmasse Sparit. Komponenten: Algen (Codiaceen). Die Sparitareale sind durch Umkristallisation sekundär vergrößert. Foraminiferen.

Schliff w4p

Grundmasse Sparit. Komponenten: verschieden gut sortierte Biogene und Pseudooide. Bei den Biogenen handelt es sich um abgerollte Algen, vereinzelt um Mollusken-Reste und um meist nicht abgerollte Codiaceen-Thalli. Foraminiferen.

Schliff w4q

Grundmasse: verschieden stark ausgewaschener Mikrosparit. Komponenten: gering gerundete Biogene unklarer Herkunft.

Schliff w5p

Grundmasse Sparit. Komponenten: auffallend kleine, gut gerundete Pseudooide, einige große Intraklaste mit Pseudooiden.

Schliff w5q

Grundmasse Sparit. Komponenten: dicht liegende Biogene, meist Algen, vereinzelt Foraminiferen (Milioliden). Daneben größere Intraklaste. Sekundäre Kleinhöhle, geschlossen durch zwei Calcitgenerationen.

Schliff w6p

Grundmasse: Sparit. Komponenten: dicht gelagerte Biogene, schlecht gerundet, meist Algen. Größere, geschlossene Sparit-areale.

Schliff w6q

Grundmasse: Sparit. Komponenten: dicht liegende Algenreste. Schlecht gerundete, vereinzelt erkennbare Codiaceen. Calcitadern.

Schliff w7p

Grundmasse: Sparit. Komponenten: verschieden dicht liegende Biogene und Pseudooide. Biogene: abgerundete Algen-Thalli, nicht abgerollte Codiaceen, vereinzelt Molluskenreste. Sekundäre Sparitareale täuschen "byrd's-eye-texture" vor.

Schliff w7q

Grundmasse: Sparit. Komponenten: abgerundete Algen-Thalli, vereinzelt Foraminiferen. Pseudooide.

Nach den Angaben von E. FLÜGEL, der die Schlitte mit umfangreichem Material von verschiedenen Punkten der Nordalpen verglichen hat, scheinen, soweit eine Aussage ohne quantitative Daten möglich ist, in dem Profil vier Ablagerungstypen vertreten zu sein:

Typus 1	w1, w2, w3
Typus 2	w4
Typus 3	w5
Typus 4	w7

w6 ist eventuell wieder dem Typus 1 zuzuordnen.

Zur Genese des Sedimentes läßt sich folgendes aussagen:

Es fand eine Sedimentation von bereits transportiertem Algen-Detritus statt, in der Umgebung von mit Kalkalgen bewachsenen

Flächen. Der Schutt scheint durch eine nicht zu starke Wellenbewegung ausgewaschen worden zu sein. Die derart entstehenden Hohlräume wurden frühzeitig durch zirkulierende Wässer erfüllt, aus denen sich Karbonat abschied, das nun die sparrische Grundmasse bildet. Gleichzeitig dürften auf dem Algen-Feinschutt jedoch auch nicht abgerollte Algen gelebt haben, wie die vollständig erhaltenen Codiaceen und Solenoporaceen in den Proben zeigen. Neben dem Algen-Detritus wurde in geringer Menge auch Mollusken-Feinschutt sedimentiert, vereinzelt traten Brachiopoden und Foraminiferen auf und stellenweise wurden auch "Pseudooide" eingeschüttet. Aufgrund des Algenwuchses dürfte es sich um ein flaches, gut durchlichtetes und nicht sehr stark bewegtes Wasser gehandelt haben. Anzeichen für "Riff-Bildung" fehlen hier völlig.

Rezent wäre das Sediment eher mit flachen Sedimentationsgebieten wie auf den Bahamas und den Bermudas zu vergleichen.

Die Bezeichnung der Kalke nach der Nomenklatur von FOLK (1959) wäre überwiegend "Algen-Biosparit". Da es sich meist um Feinschutt handelt, ist der Name Algen-Biokalkarenit-Sparit genauer.

Sehr ähnliche Mikrofazies-Typen treten nach E. FLÜGEL (freundliche Mitteilung) in Wettersteinkalken von verschiedenen Punkten der Nordalpen auf (z.B. Innsbrucker Nordkette) und finden sich anscheinend in weiter Verbreitung in der höheren Mittel-Trias der Alpen überhaupt, also auch in den Süd-Alpen.

3.213 Karnische Stufe

3.2131 Raibler Schichten

Ein vollständiges Profil ist im Arbeitsgebiet nirgends aufgeschlossen, und es hat den Anschein, daß eine allgemein gülti-

ge Aufeinanderfolge nicht besteht, sondern auch ein lateraler Fazieswechsel möglich ist.

Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 10 m an der Laber-Laine und maximal 100 m bei Oberau. Wahrscheinlich war die stratigraphische Spannweite der Raibler Schichten bereits primär örtlich unterschiedlich. Ein Teil der Mächtigkeitsschwankungen geht aber sicher auf sekundäre tektonische Reduktion zurück. Infolge des geringen Widerstandes, den die Raibler Schichten gebirgsbildenden Bewegungen leisteten, dienten sie oft als Puffer- und Gleithorizont zwischen den starren Kalk- und Dolomitmassen des Wettersteinkalkes und des Hauptdolomits. Diese tektonische "Zerwürgung" (M. RICHTER 1926, S.242) geht häufig bis zum völligen Verschwinden der Raibler Schichten.

3.21311 Sandsteine und Mergel

Die Sandsteine zeigen mit ihrer ausgesprochen terrigenen Fazies deutlich die paläogeographische Besonderheit der Raibler Schichten gegenüber der übrigen mittleren und oberen Trias, nämlich die Unterbrechung der rein marinen Entwicklung.

Es sind feinkörnige, im frischen Zustand graue bis grünliche leicht zersetzbare, dünnplattige Sandsteine. Meistens trifft man sie in verwittertem Zustand an, wo sie dann ockergelb bis rostbraun erscheinen. Im Schliff (135) sieht man einen Quarzsandstein mit eingeregeltten Muskowitschüppchen, etwas z.T. zersetztem Biotit, ganz vereinzelt Zirkon und Titanit. In Zwickeln ist unbestimmbares toniges Material abgelagert. Längs Spaltrissen sind die Quarze kleiner als im übrigen Schliff; die Quarzkörner sind zerbrochen und zeigen undulöse Auslöschung. Daneben ist opakes Material (Pflanzenhäcksel) vorhanden.

Es herrscht also ein Material vor, das nicht aus den benachbarten Horizonten bezogen werden kann. Vielleicht war eine im Norden gelegene Schwelle - "Oberostalpine Geantiklinale" - das Bezugsgebiet (M. RICHTER 1923, S.199).

An Organismen sind hauptsächlich unbestimmbare Pflanzenreste vorhanden. KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931, S.18) beschreiben deutliche Abdrücke von Pterophyllum sp. aus der Runse nördlich vom Schaffelberg.

Die sandigen Mergel haben eine dunkelgraue bis fast schwarze Farbe; sie wittern ebenfalls gelbbraun an und sind von dünnblättrigem Habitus.

In Schlammproben (Laber-Graben) sind Ostrakoden häufig.

Außerdem fanden sich schlecht erhaltene Zweischalerreste und Foraminiferen.

Sandsteine und Mergel sind ausschließlich an den liegenden Wettersteinkalk gebunden. Oft können sie jedoch ausgequetscht sein, so daß längs einer schmalen Ruschelzone Wettersteinkalk direkt an Hauptdolomit grenzt. Ihre Mächtigkeit geht über 10-15 m nicht hinaus, meist sind es weniger.

3.21312 Kalke und Dolomite

Die Unterscheidung der Raibler Dolomite vom Hauptdolomit fällt besonders im Zuge südlich der Laber-Köpfe schwer. Typischer sind sie nördlich von Oberau anzutreffen. Hier bestehen sie aus feingeschichteten Dolomiten in Wechsellagerung mit Kalken mit einer Bankdicke von 2 bis 30 cm. Wie oben erwähnt, treten sie auch als Zwischenlagen in den Sandsteinen und Mergeln auf. Das Material ist meistens tonig verunreinigt, wenn auch direkte Mergelkalke ausbleiben. Die braunen Verwitterungsfarben sind neben der häufigen Fleckigkeit der Gesteine ein wesent-

liches Kriterium zur Unterscheidung von Hauptdolomit.

In der Runse nördlich vom Schaffelberg erwiesen sich manche Kalklagen in der Anwitterung als von dicht gelagerten Schalten-trümmern zusammengesetzt, die eingeregelt sind ("Raibler Lumachelle"). Auch Fischzähne und Schuppen wittern heraus. Diese Beobachtungen stehen im Gegensatz zu KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931, S.19) "... Raibler Kalk (führt) niemals die fossilreichen, lumachellartigen Lagen wie Plattenkalk ...". Nach freundlicher Mitteilung von Herrn cand. geol. H. MEYER ist die Raibler Lumachelle auch im westlichen Ammergebirge verbreitet.

Im Schliff (282) sieht man einen Mikrit mit zahlreichen Biogenen (Ostrakoden, Molluskenfragmente). Feine und dickere Calcitadern, diese senkrecht zur Kluftfläche gesprossen.

3.21313 Rauhwacken

Mit Dolomiten oder - selten - mit Kalken stehen, außer beim Oberauer Vorkommen, zuweilen hell anwitternde, löcherige ungeschichtete Rauhwacken in Verbindung. Sie kommen sowohl in den oberen, an den Hauptdolomit grenzenden Lagen, als auch in Nähe des Wettersteinkalkes vor (Laber-Graben, Schoberwald, hier nur in Lesesteinen). Östlich von St. Gregor findet sich ein Übergang zum Kalk (Zellenkalk), so daß eine Abgrenzung hier nicht möglich ist. Die maximale Mächtigkeit beträgt ca. 15 m. Die Grenze zum Hauptdolomit ist dort ebenfalls unscharf.

Ein Zusammenhang mit Gipsvorkommen ist nicht nachweisbar. Wahrscheinlich sind es größtenteils tektonisch zertrümmerte und dann ausgelaugte Dolomite.

3.21314 Gips

Er kommt in einem früher betriebenen Steinbruch bei Oberau vor. Es sind dünne Schichtplatten unreinen weißen, grauen, gelblichen oder rötlichen Gipses in Wechsellagerung mit dünnen Lagen sandiger Mergel, Tonschiefern, Kalken und Dolomiten. Meist sind sie intensiv gefältelt. An das Auftreten des Gipses knüpfen sich die charakteristischen Gipspingen.

3.214 Norische Stufe

Über den Raibler Schichten, stellenweise mit deren hangenden Rauhwacken und Dolomiten durch Übergänge verbunden, folgt der Hauptdolomit, welcher im Hangenden mit zunehmender Einschaltung von Kalkbänken in den ebenfalls zum Nor gehörenden Plattenkalk übergeht. Dieser kann fehlen, z.T. primär oder als Folge präliassischer bzw. präcenomaner Abtragung.

3.2141 Hauptdolomit

Diese über weite Teile der nördlichen Kalkalpen einheitliche Fazies ist nach ZANKL (1967, S.136) als eine echte Lagune zu verstehen. Die Bankung ist sehr unterschiedlich. Bankdicken von 1 cm im Katzental stehen drei Zehnerpotenzen dickere Bänke mit einer Mächtigkeit von ca. 10 m je Bank an der Straße Oberau - Eschenlohe (eingefallene Wand) gegenüber.

Die dünnbankigen Partien neigen stark zu Spezialfaltungen (z.B. Graben nördlich der Bärenhöhe bei 950 m). Bei dickeren Bänken herrscht Klüftung vor, wobei ein Hauptklüftsystem etwa senkrecht zur Schichtung liegt, so daß Klüftung und Schichtung leicht verwechselt werden können (Oberauer Höhenberg, Rauheck). Oft geht die Bankung als Folge tektonischer Beanspruchung völlig verloren. Hier bildet dann der Hauptdolomit beträchtliche Schuttströme, welche schwer und nicht ganz un-

gefährlich zu begehen sind. Lokal ist das Gestein so fein zerrieben, daß ein weißer Dolomitsand entsteht (Weg oberhalb Laberalpe), der beim Schlämmen einen erheblichen Rückstand hinterläßt. Fossilien konnten in dem Rückstand nicht entdeckt werden, was aber auch nicht anders zu erwarten war. In der Steilwand SE P.1685 fanden sich schwarze und braune Hornsteinfetzen.

Die Mächtigkeit der einzelnen Vorkommen ist unterschiedlich. Sie nimmt in den nördlichen Zügen ab, ein Phänomen, das KUHNERT (1964) für fast alle Schichtglieder erkennt.

So geht die Mächtigkeit von etwa 350 m am Oberauer Sattel bis auf ca. 80 m am Wannekopf zurück. Die primäre Mächtigkeit dürfte besonders dort, wo Jura und Kreide auf Hauptdolomit transgredieren, ursprünglich größer gewesen sein.

Im Oberauer Höhenberg und auch im Schaffelberg schaltet sich örtlich ein bis zu 20 m mächtiger Kalkkomplex ein. Fossilien konnten keine gefunden werden. KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931, S. 7) geben in Schliffen aus den Kalkbänken des Höhenbergs

Vaginulina sp.

an.

Oft weisen in den Schliffen ausgefüllte Hohlräume in der sonst einheitlichen Matrix auf eventuell ehemals vorhanden gewesene Fossilien hin. LINKE (1963, S.18) faßt den Hauptdolomit - nebst Plattenkalk - als Kalkschlammablagerung auf, in der nur ein geringes benthonisches Leben aufkommen konnte.

Die Dolomitisierung fällt in sehr frühe Stadien der Diagenese, wohl noch vor der Verfestigung, denn eine spätere Dolomitisierung hätte, infolge der stark verminderten Wegsamkeit für Mg-haltige Lösungen, vermutlich durch Sammelkristallisation den sedimentären Kornverband in noch stärkerem Maße verwischt.

LUTYJ-LUTENKO (1951, S.17) weist darauf hin, daß die mehr oder weniger horizontbeständige Anordnung von Kalkeinschaltungen eine, zumindest teilweise, primäre Dolomitentstehung anzeigt.

ZANKL (1967, S. 136) spricht unter Hinweis auf die Arbeiten von SHINN & GINSBURG (1964) von synsedimentärer Dolomitisierung.

3.2142 Plattenkalk

Im oberen Nor entwickelt sich aus der flachmeerischen Fazies des Hauptdolomits allmählich Plattenkalk. Es ist dies eine Folge der Zufuhr von Frischwasser in die Hauptdolomitlagune und der Beginn einer Faziesdifferenzierung, die im Rät noch deutlicher wird. Die - rein lithologische - Grenze zwischen beiden Zonen wird von ALBRECHT (1953, S.90) über die letzte Dolomitbank gelegt. LINKE (1963, S.18) und andere Autoren entschieden, die tiefste, mächtige Kalkbank als Grenze gegen den Hauptdolomit anzunehmen; ebenso wurde im Arbeitsgebiet verfahren, dabei allerdings der oben beschriebene Kalkkomplex innerhalb des Hauptdolomits ausgenommen. Die Übergangszone ist am besten am Höllenstein und am Nordabhang des kl. Laber zu beobachten.

Normal ist das Gestein dicht bis feinkörnig. Beim Anschlagen klingt es unter dem Hammer. Zum Unterschied gegen Hauptdolomit zerfällt es in eckige Platten. Durch chemische Verwitterung erhält es glatte, gerundete Oberflächenformen. Außerdem neigt es - ähnlich den dünnbankigen Partien des Hauptdolomits - zu Spezialfaltungen. Auch ist die Verwitterungsfarbe meistens heller als bei jenem.

Ebensowenig wie man die Liegendgrenze nach der letzten Dolomitbank ziehen kann, sollte man wohl die Hangendgrenze zu den Kössener Schichten in das erste Auftreten von Mergeln legen.

Auch hier ist ein kontinuierlicher Übergang vorhanden. Der Plattenkalk vermittelt also gewissermaßen zwischen beiden.

Mergeleinschaltungen sind sowohl in dem schmalen Streifen südlich Ludwigshöhe in Oberammergau, wie auch im Steinbruch an der Laber-Laine vorhanden. Schlämmproben von dort waren allesamt steril.

Jener Steinbruch wurde bis 1926 betrieben, wegen der dolomitreichen Bänke, die für die Verarbeitung von Baumaterial ungeeignet sind, jedoch später aufgelassen. Im Gegensatz zu den unmittelbar darüber folgenden Kössener Schichten führen die im Steinbruch aufgeschlossenen Gesteine keine Fossilien.

Zeitweilig ist die Grenze zu den Kössener Schichten tektonisch überprägt, wie sich bei 880 m in der Laber-Laine deutlich zeigt, die hier längs der Störungszone fließt. Während hier auf der südlichen Seite noch die steilen Plattenkalkwände anstehen, trifft man 10 m weiter, auf der gegenüber liegenden Grabenseite bereits auf typische Kössener Mergel mit Muschelschill. Wahrscheinlich fehlt hier die im stratigraphischen Profil bei LINKE (1963, S.27) beschriebene unterste, ca. 5 m mächtige Mergelserie. Im oberen Teil der Laber-Laine haben wir dann wieder den normalen Übergang mit Mergeln im unteren Teil der Kössener Schichten (vgl. KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931, S.33)).

Die Mächtigkeit des Plattenkalks beträgt im Zuge südlich der Laber-Laine bis 250 m. Im nördlichen Teil bei Oberammergau sind es nur noch 10-20 m, während er am Wannekopf zwischen Hauptdolomit und Kössener Schichten ganz fehlt. Im mittleren Laber-Gebirge ist der Plattenkalk, bis auf einige Bänke südlich der Kapellwand, überhaupt nicht vorhanden, d.h. er fiel möglicherweise der präliassischen respektive präcenomanen Erosion zum Opfer, wie auch KUHNERT (1964, S.19) vermutet.

3.215 Rätische Stufe

Im Rät konnten sich zwei verschiedene Fazies entwickeln, die sich in den Ablagerungen der Kössener Schichten und des Rät-kalkes ("Geiselsteinfazies" im Sinne von KOCKEL-RICHTER-STEINMANN 1931) dokumentieren.

3.215¹ Kössener Schichten

Im Südflügel der Laber- und im Nordflügel der Ammermulde begleiten Kössener Schichten den Hauptdolomit, jedoch nicht in dem Umfang, wie KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) annahmen. Abgesehen von präliassischer Erosion, dürften sie hier durch Schuppung aus ihrem sedimentären Schichtverband herausgerissen sein, dienen sie doch, ähnlich den Raibler- und Partnach-Schichten als Schmier- und Gleithorizont.

Nur wenn Gräben den Verwitterungsschutt beiseite räumen können oder in sonstigen kleinen Anrissen, kommen hier stellenweise dunkelgraue Kössener Mergel zum Vorschein. Sie führen z.B. westlich Ettaler Manndl eine spärliche Fauna: Ophiuroideenreste, Echinodermenfragmente, dazu Ostrakoden und *Nodosaria* sp.

Die Makrofauna ist dagegen, besonders im Zug Mühlberg-Graben-Laber-Laine sehr reich (vgl. auch Fossilliste bei LINKE 1963, S.29-31).

Aus dem Arbeitsgebiet sind bekannt geworden:

Thecosmilia sp. (massenhaft, jedoch meist umkristallisiert)

Terebratula sp.

Waldheimia norica SUESS

Monotis sp.

Rhynchonella sp.

Pecten sp.

Plicatula intusstriata EMMR.

Myacites sp.

Protocardia sp.

Pholadomya sp.

In der Landschaft treten die Kössener Schichten stark zurück. Da sie meistens leichter erodiert werden als ihre Nachbargesteine, bilden sie breite Depressionen (Laber-Laine bis Ettal).

Besonders markant ist das kleine Vorkommen am Ettaler Mannl. Hier sind Kössener Schichten auf wenige Meter Breite zwischen zwei Hierlatzklötze eingeklemmt.

Das Vorkommen im Ammertalgraben, das auf der von KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) vorgelegten Karte verzeichnet ist, ließ sich nicht nachweisen. Unmittelbar über Hauptdolomit folgen hier Fleckenmergel des Jura, ohne daß sich Kössener dazwischenschalten.

Eine Mächtigkeitsabnahme nach Norden zu läßt sich auch in den Kössener Schichten feststellen. 20 m am Wannekopf stehen über 120 m südlich Großer Laber gegenüber. Nach NE keilen sie hier zugunsten des Rätalkes aus.

Endlich soll noch auf die von KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931, S.34) beschriebenen Vorkommen am Spitzschlag eingegangen werden. Die gut gerundeten, höchstens einige Millimeter groß werdenden Komponenten dieser "Konglomerate" bestehen aus oft fossilführenden Kalken rätischen Alters. KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) halten sie für einen Hinweis "auf schwache Vorläufer jener Bewegungen ..., die am Ende der rätischen Zeit einsetzten". Wegen der unmittelbaren Nahe des Rätalkes und der mangelnden Verbindung zu anderen Kössener Vorkommen, hält Verf. sie für detritische Sedimente aus dem "fore-reef-Bereich" des Rätalkes, d.h. die dem offenen Meer zugewandte Seite des Riffes.

3.2152 Rätkalk und Rätolias-Riffkalk

Im Gegensatz zur "Schlammfazies" der Kössener Schichten stellt der Rätkalk eine, häufig oolithische, Flachwasser-Riff-Fazies dar.

In letzter Zeit haben in Deutschland vor allem F. FABRICIUS und H. ZANKL die alpinen Riff-Kalke neu bearbeitet.

Der Rätkalk des Arbeitsgebietes ist in der Vergangenheit unterschiedlichen stratigraphischen Einheiten zugeordnet worden. SÖHLE (1897, 37) bezeichnet große Teile als Dachsteinkalk, andere Gebiete schlug er dem Hierlatzkalk zu. HAHN (1914, 3117) stellt fest, daß Dachsteinkalk in diesem Zusammenhang eine "durchaus zu verwerfende Bezeichnung" ist, "da in den Gebieten der echten Dachsteinkalkentwicklung das ober-rätische Niveau noch nicht nachgewiesen worden ist, vermutlich vielmehr fehlt". KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) unterscheiden im "Oberrätalkalk" eine "Linderhof-" und eine "Geiselstein-Fazies", welche letzterer der im Arbeitsgebiet anstehende Komplex angehörte. FABRICIUS (1959, 1962) unterstreicht die Bedeutung der Rät-Lias-Grenze, an der entweder eine kontinuierliche oder eine diskontinuierliche Sedimentation erfolgen konnte.

Im Arbeitsgebiet läßt sich eine kontinuierliche Faziesentwicklung in ausgezeichneter Weise am Rappenschrofen beobachten: Zunächst schalten sich in den hellen Feinoolith des Rätkalkes bräunliche Hornsteine ein. Dann wird das Gestein dunkler und die Oolithstruktur verschwindet allmählich, bis typischer Liaskieselkalk erreicht ist.

Ein Schliff (286) aus diesem Übergangsbereich zeigt einen Oosparit mit sehr dicht liegenden, z.T. verkieselten Ooiden, z.T. als "superficial oolits" entwickelt; daneben Siebplatten von Seeigeln und Crinoidenreste. Die Ooide sind oft umkristallisiert, die eigentliche "Grundmasse" ist nicht sichtbar.

Auch im Spitzschlag kommen Spatkalke mit braunen Hornsteinen, hier mehr in Schnüren angeordnet, vor (1360 m). Hier zeigt der Schliff (146) große, gut gerundete Intraklaste mit Einschlüssen von Biogenen (auch Echinodermen), Echinodermenreste, dazwischen als Grundmasse umkristallisierter, grobspätiger Calcit. Es handelt sich hier um eine selbständige, bisher unbekannte Mikrofazies (freundliche Mitteilung von Prof. E. FLÜGEL). Wahrscheinlich ist dieser Calcarenit jurassischen Alters (Crinoidenkalk bei FABRICIUS 1962, S.313).

Im Gegensatz zu der Entwicklung am Rappenschrofen, könnte es sich hier um den zentralen Riff-Bereich handeln, ebenso wie beim Steinbruch am Ostende der Ammermulde (nördlich des Siller-Berges). Hier zeigen die Schcliffe folgende Bilder:

Schliff 181

Grundmasse: Mikrit. Komponenten: große Korallen (Thecosmilien) mit biogenen Anlagerungen, ein Spongien-Querschnitt. Im zum Teil ausgewaschenen Mikrit sind verschiedene Pseudooide und vereinzelt Echinodermen-Reste.

Schliff 181/2

Grundmasse: Mikrit. Komponenten: viele Echinodermen-Reste (Seeigel-Stachel, etc.), Korallen mit bohrenden Organismen. Im Mikrit Kleinforaminiferen und zum Teil Pseudooide.

Es handelt sich hier also um einen Feinschlamm (Mikrit) mit verschiedenem organischen und anorganischen Detritus, der verlagert ist. Das quantitative Übergewicht des Detritus über die sessilen Riffbildner findet sich auch in rezenten Riffen (FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER 1963, S95). Die eigentlichen Riffbildner treten nur in isolierten Arealen auf.

Abgesehen von diesen Faziesübergängen zeigt der Rätoliaskalk überall die gleiche Ausbildung. Es sind reine, hellgelbe bis bräunliche, manchmal weiße Feinoolithkalke. Eine Bankung ist nirgends vorhanden.

3.22 J U R A

Die sich schon im Rät andeutende Faziesdifferenzierung setzt sich im Jura in verstärktem Maße fort. ZANKL (1967) schlägt vor, für den Zeitraum des Trias nicht von einer Geosynklinale, sondern von einem alpinen Schelf zu sprechen. Erst die im Rät und verstärkt im Jura sich herausbildenden Faziesunterschiede weisen seiner Ansicht nach auf eine Mobilisierung und eine Entwicklung zur Geosynklinale hin, die dem Konzept von AUBOIN (1965) entspräche.

KUHNERT (1964, S.25) erkennt in der Verteilung des Jura in den einzelnen Fazies deutliche Unterschiede in der Entwicklung der unteren und oberen Schuppe. Im Arbeitsgebiet trifft diese Beobachtung nur sehr bedingt zu. Im Gegensatz zu dem weiter westlich gelegenen Arbeitsgebiet KUHNERT's ist die Fazies der Fleckenmergel - und - Kalke auch in der oberen Schuppe ("Lechtaldecke") sehr häufig. Sie tritt dort in breiten Mulden auf und führt sowohl im Liegenden als auch im Hangenden Kieselkalke, wobei der Übergang jeweils ungestört vor sich geht.

Für die Beschreibung der Sedimente im Jura soll die übliche, nicht streng stratigraphische, Einteilung nach der Fazies gewählt werden.

3.221 Kalkfazies

Paläontologisch nachgewiesen ist im Arbeitsgebiet nur Lias in Kalkfazies. Dogger kann aufgrund lithologischer Merkmale auskartiert werden. Er ist nur stellenweise der präcenomanen Abtragung entgangen und liegt meist in linsenförmigen Einschaltungen vor. Thithonkalk, wie ihn KUHNERT (1964, S.30) nachweisen konnte, ist nicht vorhanden. Aptychenschichten konnten durch Fossilien nicht belegt werden, jedoch könnte ihre Lage im Hangenden von Dogger-Fleckenmergeln für Malm sprechen.

3.2211 "Hierlatzkalk"

Er tritt im Labergebirge an Nordrand der Labermulde, sowie in einigen Linsen innerhalb der Fleckenmergel der Ammermulde, auf. Am Südrand der Labermulde und am Nordrand der Ammermulde ist er weitgehend in der Fazies des Rätolias-Riffkalk entwickelt und wurde im vorigen Kapitel behandelt.

Lithologisch stellt der Hierlatzkalk einen roten (besonders im Schoberwald), oft weißen bis gelblichen, festen reinen Kalk mit roten Zwischenlagen oder Scherben dar. Wo er tektonisch beansprucht wurde, ist er von auffallend zahlreichen Calcitadern durchzogen. Infolge der Reinheit neigt er zu karriger Verwitterung, was sich selbst noch an den prallen Steilwänden der Kapellwand bemerkbar macht. Zuweilen treten weiße und rote Pseudooide auf, die südlich der Bärenhöhle fast gesteinsbildend werden können.

Der Hierlatzkalk ist - ähnlich dem Wettersteinkalk - ein Sediment seichten Wassers, d.h. er ist an Schwellenzonen gebunden, die entweder bereits präliassisch vorhanden waren, wie die aus liegendem Hauptdolomit bestehende Transgressionsbrekzie an der Kapellwand beweist, oder sich vielleicht noch im Lias selbst entwickeln konnten, worauf die Vorkommen innerhalb der Fleckenmergel hindeuten. Wir müssen also den transgredierenden Hierlatzkalk trennen, vom oft gleichaltrigen, an triadische Riffe gebundenen Lias (Rätolias-Riffkalk). Dann wird auch das Fehlen sessiler Riffbewohner und die nicht vorhandene Riffschuttfazies erklärbar. Gleichzeitig entfällt weitgehend die präliassische Erosion der mächtigen, widerstandsfähigen Riffkalke des Rät. Wo sich Hierlatzkalk in diesem Sinne abgelagert hat, dürfen wir entweder ein zumindest teilweises Trockenfallen des Gebietes im Rät annehmen oder wir sehen die Fazies der Kössener Schichten, wie es in dem imposanten Hierlatzklotz des Ettaler Mändls der Fall ist.

Nach KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931, S. 48) dürfte im Laber die Hierlatztransgression nicht nur eine nach Süden einfallende, sondern auch schwach quergewellte Oberfläche angetroffen haben. Dies geht aus der Ausstülpung des Rätkalkes (der Ammermulde) nach Norden einerseits, sowie dem Vorgreifen des Hierlatz (besser: Rätolias-Riffkalk) auf den Hauptdolomit nach S andererseits hervor. In den N-S streichenden Senken kam naturgemäß Liaskieselkalk zur Entwicklung. Diese Konzeption von KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) behält auch bei Annahme einer kontinuierlichen Faziesentwicklung an der Rät/Lias-Grenze ihre Berechtigung. Die N-S-Stellung der Schichten muß sich im Rät ausgebildet haben und noch im Lias fort dauern. Es konnte sich hier die Riffentwicklung noch im unteren Lias fortsetzen, wobei auch klimatische Gesichtspunkte eine Rolle spielen mögen, während weiter im Süden (Nordteil der Ammermulde) die Meerestiefe bereits eine Fazies der Kieselkalk-ermöglichte.

Der Hauptdolomit, welcher Laber- und Ammermulde trennt, ist kein frühzeitig angelegter kräftiger Sattel, eher eine flache Schwelle. Er drang postcenoman diapirartig nach oben unter Verschleifung von Kössener Schichten (vgl. "Tektonischer Teil"). Eine Verbindung des nördlichen und südlichen Riffareals an der Stelle der erwähnten Ausstülpungen ist daher nicht auszuschließen.

So ist auch sicher nicht der ganze mit Hierlatz-Signatur auf der Karte gekennzeichnete Riffkalk im nördlichen Teil liassischen Alters.

Besonders südlich der Kapellwand sind Mergeleinschaltungen nicht selten, die jedoch KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931, S47) als eingeschuppte Fetzen von Kössenern, ähnlich wie am Manndl erkannt hat. Ein Profil im Graben südlich der Kapellwand, wo die Schichtmächtigkeiten äußerst reduziert sind, macht dies noch deutlicher:

Oben: Liaskieselkalk

- 1 m schwarze Mergel und Kieselkalke mit Hierlatzputzen
- 1,5m Hierlatzkalk, jedoch nach oben zunehmend mit schwarzen Hornsteinen. Undeutliche Brachiopodenreste.
- 0,5m blaugraue, grüne und schwarze Mergel mit Kalkbrocken (Kössener)

Unten: dünnbankiger, kalkreicher Hauptdolomit

Etwas weiter südlich sieht man ausgezeichnet die Transgressionsbrekzie des Hierlatz, jedoch mit Harnischen. Die eckigen Hauptdolomitanteile in der Brekzie sind mit grünlichen Mergeln verkittet. Auch hier scheint die Transgression auf geringmächtige Kössener Schichten erfolgt zu sein, während sie nördlich der Bärenhöhle noch eindeutig Hauptdolomit als Liegendes hat. M. RICHTER (1925, S.245) schreibt: "... nirgendwo folgt der Hierlatzkalk dem Rät, sondern immer transgrediert er über den Hauptdolomit. Wo Rät vorhanden ist, beginnt der Jura mit dem Liaskieselkalk (und Fleckenmergeln). Hierlatzkalk ist das transgredierende Element an der Deckenstirn, alte Geantiklinalen andeutend". Diese Deutung ändert sich zwangsläufig, eben durch Einführung des Rätolias-Riffkalkes.

Im Hangenden ist meistens Liaskieselkalk aufgeschlossen. Südlich der Kapellwand sieht man bei 940 m NN Kieselkalk mit Konglomeraten an der Basis über Hierlatz liegen.

Da südlich des Ettaler Manndls Schlothemia angulata SCHLOTH. in Liaskieselkalcken vorkommt, reicht der Hierlatzkalk bis in den unteren Lias, was auch durch Brachiopodenfunde bestätigt wird. Er wurde von KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931, S.48) als Basishierlatz bezeichnet. Das gilt auch für die in den Fleckenmergeln der Ammermulde eingeschalteten Linsen, in deren am weitesten westlich, nördlich P.971, liegender reichlich Brachiopoden aufgesammelt werden konnten (div. Rhynchonella sp.,

div. *Waldheimia* sp., *Terebratula* sp., *Zeilleria* sp.).

KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) fanden westlich von Spitzschlag in den Fleckenmergeln, hart im Hangenden des Hierlatz, *Arieticeras algovianum* OPP. Die Linsen dürften ehemals in Zusammenhang gestanden haben. Durch die spätere Tektonik wurden sie dann an den dünnsten Stellen zerrissen.

Der Dünnschliff (Graben südlich der Kapellwand) zeigt folgendes Bild:

Grundmasse: Mikrit. Komponenten: zahlreiche Spongiennadeln und Crinoidenplatten. Sekundäre Calcitfugen.

Die Mächtigkeit war bereits primär großen Schwankungen unterworfen (KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931, S.67)). Sie liegt im Arbeitsgebiet zwischen 1 m und 30 m. Morphologisch gehört der Hierlatzkalk zu den Hauptwandbildnern (Kapellwand, Ettaler Manndl u.a.).

3.2212 Doggerkalk

Bereits SÖHLE (1897, S.12) beschreibt das Vorkommen von Doggerkalk an der Nordseite des Laber. Es sind graue, gelbe und rötliche Kalke. Der von KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) für Hierlatz gehaltene nordwestliche Zipfel dieses Vorkommens dürfte ebenfalls von SÖHLE richtig als Doggerkalk angesprochen worden sein. KUHNERT (1964, 3.29) beschreibt von der Martinswand hellen, fast weißen Doggerkalk mit braunen Partien, der dem Hierlatzkalk sehr ähnelt. Außer dem genannten etwa 20 m mächtigen Vorkommen, gibt es nur noch eines, nördlich der Ettaler Hütte. Hier kommen, im Gegensatz zum Laber, sehr reine, dichte, gelbliche bis rote Kalke vor, die lateral nach Westen in die kieselige Fazies übergehen. Am Tiefenthalgraben wird dieser Zug von einer klassisch schön aufgeschlossenen Störung gegen das Cenoman abgeschnitten. Die Mächtigkeit des kalkigen Anteils beträgt hier noch etwa 10 m. Fossilien konnten keine gefunden werden. Die von SÖHLE aus dem Laber angegebenen Brachiopoden verweisen auf unteren Dogger.

3.222 Kieselfazies

Jura in Kieselfazies wird ebenfalls nur aus dem Lias und Dogger beschrieben. Zeigt der Hierlatzkalk bereits einen gewissen Reichtum an Schwammnadeln, so sind Lias- und Doggerkieselskalke oft reine Spongite.

3.2221 Liaskieselkalk

Der Liaskieselkalk des Gebietes hat durch KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931, S.69 ff.) bereits eine erschöpfende Bearbeitung und Beschreibung erfahren, so daß sich die Schilderung auf die wichtigsten Einzelheiten beschränken darf.

Er zeigt im Arbeitsgebiet eine andere Anordnung als im übrigen Ammergebirge. Es läßt sich nämlich in der Ammermulde des Labers eine obere und untere Abteilung auseinanderhalten, die durch Fleckenmergel getrennt sind. Sie unterscheiden sich durch ihren Gehalt an Kieselsäure. Namentlich im Hohen Graben und im Höll-Graben, wo das ganze Profil aufgeschlossen ist, kann man gut beobachten, daß die obere, weniger mächtige Abteilung, erheblich häufiger schwarze Hornsteine führt, die auch mehr in regelmäßigen Lagen auftreten. Es ist dies die auch im übrigen Arbeitsgebiet (z.B. Labermulde) vorherrschende Ausbildung.

Die untere Abteilung führt dagegen dünne, bis 2 cm anschwellende Mergelzwischenlagen und Hornsteine mehr in Knollen und Putzen. Sie erinnert damit an die Fleckenkalke, die zwischen beiden Abteilungen liegen und eine eintönige Wechselfolge mit nach oben hin zunehmenden Mergeln bilden. Diese Entwicklung ist sowohl im Nord- wie im Südflügel der Ammermulde erkennbar, der Liaskieselkalk tritt hier stellenweise also viermal im N-S-Profil auf, wobei die 3 nördlichen Bänder sich vom südlichen durch den erwähnten Kieselsäurereichtum abheben.

Es dürften zwei streichende Spezialmulden innerhalb der Ammermulde im Lias vorliegen. Die Ränder sind jeweils von Liaskieselkalk erfüllt, während die Sedimentation im Muldeninnern so schnell vor sich ging, daß sich die Graufazies ausbildete, die nach FABRICIUS (1962, S.313) die Fazies eines Senkungsgebietes ist. Der Pelitanteil des unteren Kieselkalles, verbunden mit der im Schliff sichtbaren benthonischen Fauna (Foraminiferen und Ostrakoden) läßt auf einen sauerstoffarmen, stillen Wasserbereich schließen. Die Senkung muß daher im Süden am größten gewesen sein. Dafür spricht auch die größere Mächtigkeit der unteren Abteilung, die am Hohen Graben 150 m erreicht.

Nicht nur in Nord-Süd-Erstreckung, sondern auch entlang der Troglängsachse ist es zu erheblichen Faziesdifferenzierungen gekommen, die sich bereits im Rüt deutlich anbahnten. Die Jura-Sedimente, insbesondere der Ammermulde, spiegeln ein östliches Achsensteigen deutlich wieder. Südlich von "An der Wand", wo das Cenoman endet, vereinigen sich die nördliche und südliche Teilmulde. Verfolgen wir nun den südlichen Kieselkalk, so beobachten wir im Osten, am Rappenschrofen, den bereits beschriebenen, allmählichen Übergang aus dem Rätalk. Mergel fehlen hier, sie schalten sich in zunehmendem Maße nach Südwesten ein, bis sich bei P.996 beide Fazies, Fleckenmergel und Kieselkalk miteinander verzahnen.

Weniger differenziert sind die Verhältnisse in der Labermulde. Dort transgrediert Kieselkalk auf Hierlatz und Rätolias-Riffkalk oder, wo diese fehlen, in jenen Querwellen, auf Hauptdolomit. Dafür ist das Gestein hier tektonisch stärker beansprucht als im Süden. Besonders im Labergraben, wo es oft in mächtigen Mauern aufragt, lassen sich wunderschöne Knie-falten studieren, aber auch im übrigen Nordflügel ist der Liaskieselkalk besonders stark verfaultet. Die Mächtigkeit beträgt in der Labermulde nur noch maximal 100 m. Weiter im Norden, in der unteren Schuppe ("Allgäudecke"), tritt kein Kieselkalk mehr auf.

3.2222 Doggerkieselkalk

Er kann aus den Kieselkalcken oder auch aus den Fleckenkalcken des Lias hervorgehen. Dies ist besonders in der Runse nördlich Kloster Ettal gut zu verfolgen, wo das Dogger-alter durch einen Fund von *Grammoceras* sp. (=Ob. Toarcien), etwa 20 m unterhalb der Kieselkalke wahrscheinlich gemacht werden konnte. Der Übergang geht unter Einschaltung gelber Hornsteine ziemlich rasch vonstatten. Die Mächtigkeit beträgt hier 10 m. Es herrschen 60-100 cm mächtige, reine Kieselagen vor, mit dazwischen herausgewitterten dünneren Lagen. Unter dem dann folgenden Cenomankonglomerat treten noch 1,5 m ziegelrote Mergel auf, die auch an anderen Stellen im obersten Doggerkieselkalk vorkommen. Im Spitzschlaggraben sind sie nur 10 cm mächtig.

Im übrigen wird der Doggerkieselkalk nirgends über 20-30 m mächtig. Die größere Mächtigkeit südlich der Mandlköpfe ist durch hangparalleles Einfallen vorgetäuscht. Die buchtenförmige Verzahnung mit Liaskieselkalk im Westen und Cenoman im Osten ist aufgrund der wenigen Aufschlüsse und auch nach Le-sesteinen kartiert worden. Wenn sie auch nicht den Anspruch auf völlige Exaktheit erheben kann, denn diese ist bei den gegebenen Verhältnissen nicht zu erreichen, so scheint sie die aufgrund der Geländebefunde zwingendere Deutung gegenüber der alten Karte zu sein.

Daß der Doggerkieselkalk ursprünglich wahrscheinlich durchgehend auf Lias-Sedimenten lag und eine größere Mächtigkeit besaß, geht aus dem Reichtum der honiggelben Hornsteine und Spatkalke in den cenomanen Brekzien und Konglomeraten hervor (KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931, S.73)).

3.223 Mergelfazies

3.2231 Lias-Fleckenmergel

Sie sind an die Ammermulde und an die untere Schuppe ("Allgäudecke") gebunden. In der Labermulde werden sie vollständig durch die kieselige Flachwasserfazies vertreten. Lithologisch unterscheiden sich die beiden Vorkommen wesentlich.

Oberhalb des Ammertalgrabens und am Wannekopf dominieren dunkle Mergel. Sie sind größtenteils, als Folge der Überfah- rung durch die obere Schuppe, stark geschiefert, was beson- ders im unteren Laber-Graben gut in Erscheinung tritt. Der größte Teil der von KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) kartier- ten Lias-Mergel im Ammertalgraben gehören, wie sich aus eini- gen Ammoniten-Bruchstücken (Spaltrippeln) ergab, wohl schon dem Dogger an, worauf auch einige erhalten gebliebene Vorkom- men von Radiolariten hindeuten. Im Graben selbst ergaben die vermeintlichen Liasmergel ein Alter von Alb bis Ober-Cenoman.

Ein drittes Vorkommen, bei St. Gregor, das noch zu SÖHLE-s Zeit reichlich Ammoniten lieferte, ist weitgehend der Wild- bachverbauung zum Opfer gefallen. Es war dort der ganze Lias vertreten. Heute sind nur noch die liegenden, kieseligen, fossillere Fleckenmergel aufgeschlossen. Die Wannekopf- schuppe, die mit dem Ammertalgraben-Vorkommen zu paralleli- sieren ist, lieferte einige unbestimmbare Ammonitenbruch- stücke, die nach freundlicher Mitteilung von Prof.Dr. G. HAHN aus dem Lias zeta stammen.

Auch in der Ammermulde, nördlich Kloster Ettal, ist der ganze Lias durch Fleckenmergel repräsentiert. Sie bilden hier eine Folge von 20-40 cm mächtigen harten hellgrauen Mergelkalken mit muscheligem Bruch und 5-15 cm mächtigen dunkelgrauen bis schwarzen Mergeln, die gelblich auswittern. Sie sind teilwei- se verschiefert. Im unteren Teil tritt eine synsedimentäre, diskordant liegende Brekzie auf. Bei 980 m NN, etwa 40 m über

der Basis konnte ein *Crucilobicerias* sp. (= unterer Lias beta, *raricostatum*-Zone) geborgen werden. Bei 1000 m NN schalten sich einige bis 40 cm mächtige, grob-spätige Bänke mit Mergeln ein. Der bereits im vorigen Kapitel erwähnte *Grammoceras* sp. (= Lias zeta) kam bei 1035 m NN vor, zusammen mit kleinen Rhynchonellen.

Im oberen Lichtenstätt-Graben fanden sich mehrere *Vermiceras* cf. *spiratissimum* QUENSTEDT.

Die von KOCKEL-RIECHTER-STEINMANN (1931, S.63) vermutete Fossilarmut der Liasfleckenmergel der "Lechtaldecke" trifft also im Arbeitsgebiet nicht zu. Vielmehr ließ sich der ganze Lias mit Ammoniten belegen. Mergelproben vom Siller-Berg ergaben Ostrakoden, Schwammreste und *Marginulina* sp. Die Mergelproben vom Laber-Graben enthielten keine Fossilien, wohl wegen der starken Schieferung, dafür aber schöne idiomorphe Pyritkristalle.

Die Mächtigkeiten schwanken stark. Im Südflügel der Ammermulde, westlich Großer Laber werden 200 m erreicht. In der unteren Schuppe sind es im Ammertalgraben primär 20 m.

Im Gelände bilden die Fleckenmergel meist Senkungs-zonen, Sümpfe oder flach geneigte Hänge. Die Aufschlüsse gleichen etwa jenen im Flysch. Nur in Gräben sind sie gut.

3.2232 Dogger-Fleckenmergel

In der östlichen Quelle des Ammertalgrabens fand sich in 1255 m NN in gelblichen Mergelkalken ein Ammonitenbruchstück, das sich leider nicht bergen ließ. Es handelte sich um einen Spaltripper, was auf Dogger hinweist. KOCKEL-RIECHTER-STEINMANN (1931, S.59) schreiben: "Es ist keinerlei Veranlassung vorhanden, ... den Dogger in Fleckenmergelfazies zu negieren, zumal teils Doggerkalke die Mergel ersetzen und die

Radiolarite mit ihren tiefen Teilen noch in den Dogger hereinreichen".

Lithologisch unterscheiden sich die beiden Stufen kaum, es sei denn, man wertet die hellgelbe Farbe mancher Mergelkalke als Dogger-Hinweis.

3.224 Radiolarite

Im Hangenden der Fleckenmergel sind im oberen Ammertalgraben einige Anrisse von Radiolariten erhalten geblieben, von denen die meisten auch schon von KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) kartiert wurden. Es sind rote, bis zu 10 cm dicke Bänke, die fast ganz aus Kieselsäurematerial bestehen. Sie bilden kleine Spezialmulden, deren einer Schenkel tektonisch abgeschnitten ist. Mit ihrem Liegenden sind sie stark verfal-tet. KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931, S65) geben oberen Dogger bis Malm als Alter an. Die Mächtigkeit bleibt stets unter 5m.

Im Laber-Graben kommen zwischen Fleckenmergeln und überscho-benen Partnachsichten 1 m Radiolarite vor. Sie sind bei KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) noch nicht erwähnt, wurden vielleicht auch erst später durch die Erosion freigelegt. Sie bieten einen weiteren Anhaltspunkt zur Parallelisierung mit der Schuppe vom Ammertalgraben.

3.225 Aptychenschichten

Sie treten noch seltener als die Radiolarite im Arbeitsgebiet hervor. Lediglich zwei kleine, steile Absätze im oberen Am-mertalgraben führen steil südfallende Aptychenschichten. Auch ihre Mächtigkeit liegt nur wenig über 10 m. Es sind graue, harte mergelfreie Kalke, mit nicht über 10 cm dicken Bänken, die der unteren Abteilung der Aptychenschichten angehören dürf-ten. Fossilien sind im Gebiet nicht bekannt geworden.

Über dem südlichen Vorkommen, nur durch eine schmale Ruschelzone getrennt, folgt Partnachkalk. Es wäre hier also eine ehemalige Deckengrenze zu suchen.

3.23 K R E I D E

3.231 Alb (Tannheimer Schichten)

Eine Mergelprobe (289), die in 920 m NN im Ammertalgraben entnommen wurde, enthielt folgende Fauna:

Dorothia spissa BERTH.

Pseudoclavulina gaultina MOROZOVA

schlecht erhaltene Hedbergellen oder Ticinellen

Nach der Bestimmung von H. HAGN, handelt es sich höchstwahrscheinlich um Alb. Es sind sandige, schiefrige Mergel, die aufgrund tektonischer Beanspruchung, welche ja an dieser Stelle, unmittelbar am kalkalpinen Nordrand, nicht verwunderlich ist, völlig verquetscht sind. Sehr zahlreich treten mit Kalkspat verheilte Klüfte und Spalten auf. Rote Mergel sind nicht aufgeschlossen.

3.232 Cenoman

Das Cenoman ist, außer dem soeben beschriebenen Schichtglied, der einzige Vertreter der Kreide im kalkalpinen Teil des Arbeitsgebietes. Es ist zugleich eine der am besten untersuchten Stufen.

Bereits GÜMBEL und SCHLE kannten die Fossilfundstelle im Lichtenstätt-Graben, wohl eine der ergiebigsten im gesamten Cenoman der Nördlichen Kalkalpen. In jahrelanger Sammeltätigkeit wurde hier eine ungemein reiche Makrofauna beschrieben (SCHLOSSER 1924, KOCKEL-RICHTER-STEINMANN 1931, ZEIL 1955).

Es erübrigt sich hier, die ganze Liste zu wiederholen, zumal sie kein Werk eines einzelnen ist, sondern das Produkt eifrigen Sammelns seit über 100 Jahren. Besonders häufig sind Muscheln (*Neithea* sp., *Cardium* sp., um nur einige herauszugreifen) und *Orbitolina concava* LAM., welche einen Durchmesser von 3 cm erreichen kann. Sie kommt im Gebiet allenthalben vor, neben dem Lichtenstätt-Graben besonders angereichert noch in der Umgebung des Labergipfels. Cephalopoden kommen nur im Lichtenstätt-Graben vor. Sie sind auf milde, graue Pelite beschränkt.

Auch die Mikrofauna ist durch HAGN & ZEIL gründlich untersucht. Es galt nur noch herauszufinden, ob auch die von diesen Autoren nicht aufgesuchten Fundpunkte Cenoman enthielten, oder vielleicht noch ins Turon hinaufreichten, wie es im westlichen Ammergebirge der Fall ist. Jedoch erbrachten die Proben als Jüngstes stets Ober-Cenoman (Graben südlich Schafelberg, östlich Ammermulde, Ammertalgraben, u.a.).

Sieht man vom neu hinzugekommenen Cenoman im Ammertalgraben ab, so verbleiben vier Mulden, in denen meistens Pelite den Muldenkern und die gröberen Gesteine die Ränder bilden. Besonders die Laber- und Mühlbergmulde zeigen das sehr deutlich. Die Vestbühel-Mulde - unweit Eschenlohe - führt keine Pelite.

In ihren streichenden Strukturen folgt die transgressive Oberkreide der früh angelegten Hauptrichtung der alpinen Geosynklinale. Sie ist im wesentlichen an tektonische Muldenzonen gebunden, was sich meistens auf ihre Höhenlage über NN auswirkt. Daß im Arbeitsgebiet der höchste Gipfel aus Cenoman aufgebaut wurde, ist eine Ausnahme. Meistens haben die Vorkommen ihre Verbreitung zwischen 900 - 1400 m (ZEIL 1955, S.146).

Die Auswertung von 14 Schlämmproben ergab nach freundlicher Bestimmung durch HAGN folgenden Bestand an Mikrofauna:

Dorothia gradata BERTH.

Dorothia spissa BERTH.

Orbitolina sp.

Praeglobotruncana stephani GAND.

Praeglobotruncana stephani turbinata REICHEL

Gavelinella ammonoides REUSS

Pseudoclavulina gaultina MOROZ

Rotalipora reicheli MORNOD

Rotalipora appeninica O.RENZ

Rotalipora globotruncanoides SIGAL

Rotalipora globotruncanoides SIGAL

Rotalipora turonica thomei HAGN & ZEIL

Rotalipora turonica BROTZEN

Thalmanninella sp.

In Anlehnung an W. ZEIL (1955) sollen die Sedimente nach der Korngröße eingeteilt werden. Eine einheitliche Gliederung stößt nach Ansicht des Autors noch immer auf Schwierigkeiten (ZEIL 1955, S.160): "Jedes Teilgebiet zeigt seine besondere Situation, die bedingt ist durch die präcenomane Geschichte und den wohl niemals gleichzeitigen und gleichartigen Transgressionsvorgang".

3.2321 Psephite

Sie führen kalkalpine Trümmer mit einer Korngröße zwischen 2 und 200 cm. Oft bilden basale Brekzien, die kaum transportiert sind, den unmittelbaren Untergrund, oder Klippen, an denen das Cenomanmeer brandete (ZEIL 1955, S.199). So kommen auf der Südseite der Vestbüchel-Mulde bei Eschenlohe große Blöcke von Rätalk vor, die wie Bänke aussehen. Zwischen diesen Bänken befindet sich aber Cenomankonglomerat mit groben, bis eigroßen, gerundeten Knollen von Hauptdolomit und kleineren Kalkgeröllen im Bindemittel. Auch beim Rätalk der Nord-

seite dieser Mulde handelt es sich wahrscheinlich um Blöcke in der damaligen Brandungszone. KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931, S.91) erwähnen bereits die Einschaltung von Dogger-kieselkalk an der Straße Oberammergau-Ettal westlich von Lichtenstätt. Hier ist an einer Stelle ein Bankstück von mehr als 2 m Länge und 30 cm Dicke aufgeschlossen, welches der Schichtfläche des Cenoman nicht parallel orientiert ist. Das Cenomanmeer drang also in mit Schutt erfüllte Muldenzonen ein. Die spätere Tektonik hat dann die Cenomankonglomerate mitsamt der älteren Unterlage erfaßt.

Die Komponenten der Brekzien und Konglomerate reichen vom Hauptdolomit aufwärts bis zu den Radiolariten und aufgearbeiteten Cenomangesteinen. Sogenannte "Geröllpsammite" sind besonders im Spitzschlag gut aufgeschlossen. Hier kommen unvermutet bis kopfgroße, gut gerundete Komponenten in ungeschichteten Psammiten vor. Sie bestehen durchweg aus jurassischem Material. Die gute, gleichmäßige Rundung weist darauf hin, daß die Gerölle vor ihrer endgültigen Einbettung bereits abgelagert, wieder aufgearbeitet und transportiert worden waren.

Eine gravitative Sonderung der Komponenten, die auf flysch-ähnliche Ablagerungsbedingungen hinweisen könnte, wurde nur im Spitzschlag beobachtet. Ansonsten tritt wiederholt ein Wechsel der Korngrößen ziemlich abrupt auf.

Besonders in der Ammermulde treten zuweilen ältere Schichten (Dogger) mitten im Cenoman zutage. Sie sind nicht schwer zu deuten, wenn man annimmt, daß das von N her allmählich vordringende Cenomanmeer hier z.T. bereits enggefaltete Gesteine vorfand, die durch die dünne Cenomanhaut durchspießen können.

3.2322 Psammite

Sehr häufig tritt *Orbitolina concava* LAM. auf, die nach ZEIL (1955, S.201) gerade im psammitischen Korngrößenbereich ihre günstigsten Lebensbedingungen vorfand. Die Orbitolinenkalke sind sehr hart und ihre Bindemittel so kieselreich, daß sie die höchsten Erhebung des Gebietes, den Labergipfel mit seinen spitzen Bergrücken aufbauen.

Die Verwitterungsfarbe der Psammite ist meist bräunlich, im frischen Bruch ist ihre Farbe dunkelgrau. Am Laber-Gipfel sind reichlich Pyritkonkretionen herausgewittert. Besonders auf der Südseite dieser Region sind die Sandkalke tektonisch derart mitgenommen, daß sie oft nur noch als einzelne Aufragungen vorkommen und kräftige Harnische zeigen. Dasselbe trifft für die subanstehenden Sandkalke nordwestlich vom Kloster Ettal zu. Die hier auf der alten Karte verzeichnete Verzahnung mit Lias-Fleckenmergeln ist nicht mehr beobachtbar. Abgesehen von jenen Anrissen, wird das betreffende Areal von einer Diese und einer Schonung eingenommen und liefert nicht einmal Leseesteine.

3.2323 Pelite

Die Pelite nehmen den hangenden Teil des Cenoman ein. KOCKEL-RIECHTER-STEINMANN (1931, S.90) deuten darauf hin, daß die Schichtfolge: grobes Material unten, feines oben, im Laber im wesentlichen eine einmalige ist. Im Südflügel der Laber-Mulde stoßen die Mergel unmittelbar an ältere Gesteine. Dieses hängt jedoch mit dem einseitigen tektonischen Bau zusammen.

Es handelt sich um Kalkmergel mit einer wechselnden Feinsandkomponente. Die Korngrößen liegen nach ZEIL (1955, S.202) überwiegend im Schluffbereich (0,002-0,06 mm). Es sind neritische bis hemipelagische Bildungen. Ihre Farbe schwankt zwischen grau und olivgrün. Oft führen sie Mergelkalke oder vereinzelt

glaukonitische Sandsteine, die meist eine gute Sichtung zeigen. Auf tektonische Beanspruchung reagieren die Pelite naturgemäß besonders leicht. Kräftige Harnischflächen, Schieferung, knolliger bis wabenförmiger Habitus und wild verfallene Calcitschnüre ergeben dann ein ziemlich chaotisches Bild. Besonders im Ammertalgraben, an der Grenze zum Flysch, aber auch im Graben südlich der Kapellwand oder im Tiefenthal-Graben lassen sich diese Erscheinungen gut studieren.

Im Ammertalgraben, wo bisher Lias-Fleckenmergel angenommen worden war, könnte ihre Verbreitung eventuell noch größer sein, als auf der Karte eingetragen ist.

Morphologisch machen sich die Pelite durch eine auffallende Verflachung des Geländes bemerkbar. Aufgrund der wasserstauenden Wirkung der Mergel ist es meist stark versumpft.

Die Mächtigkeit der Pelite kann bis 80 m betragen. Für die Gesamtmächtigkeit des Cenoman geben KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931, S.94) ganz richtig bis gegen 250 m an.

3.3 Randcenoman

Die Stellung des Randcenoman war lange umstritten. M. RICHTER (1937) erkennt ihm den Wert einer eigenen tektonischen Schuppe als durchlaufenden Streifen zwischen Kalkalpin und Flysch zu. Nach ZEIL (1955) konnten sowohl Kalkalpin als auch verschiedene Horizonte (z.B. Paläozän bei Lenggries) des Flysch in dieser Zone nachgewiesen werden. M. RICHTER (1970 b) weist jedoch nach, daß keinerlei Beziehungen zum penninischen Flysch bestehen, vielmehr bestehen eindeutige Beziehungen zur Aroser Decke (Unterostalpin-Oberpenninisch).

Im Arbeitsgebiet kommen östlich der Talstation der Laber-Seilbahn zwei isolierte Vorkommen von Geröllpsammiten cenomanen Alters mit Orbitolinen vor, die nach M. RICHTER (frdl. Mitteilung) in das Rand-Cenoman einzuordnen sind.

Auch die Stellung der bereits erwähnten Alb-Pelite im Ammertal-Graben ist ungeklärt. Sie können ebenso, wie das übrige Cenoman im Ammertal-Graben, welches von KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) als Lias angesehen wurde, der Randcenoman-Zone zugeordnet werden.

3.4 Flysch

Den bayrischen Flysch sieht man heute allgemein als Teil der penninischen Flyschzone an. In letzter Zeit hat sich die Bezeichnung Hauptflysch-Decke (M. RICHTER, 1970 b) eingebürgert.

In der Hörnle-Aufackergruppe baut er drei morphologisch getrennte, von Westen nach Osten ansteigende und zum Murnauer Moos zuweilen recht steil abfallende Züge auf.

Der nördliche Höhenzug, der im wesentlichen aus den drei Hörnle, dem Aschler- und dem Rissberg besteht, stellt eine teilweise nach Norden überkippte Mulde dar, die aus Gesteinen der Piesenkopf-Serie, der Zementmergel-Serie sowie der Hällritzer- und Bleicherhorn-Serie aufgebaut wird. Ganz im Gegensatz zu diesem relativ vielfältigen Sedimentationsbild erweist sich der südliche, im wesentlichen vom großen und kleinen Aufacker gebildete Höhenzug als eine aus mächtigen, monoton aufeinanderfolgenden Schichten der Zementmergel-Serie gebildete Mulde. Wie weiter unten ausgeführt wird, zeigt sich hier eine erkennbare Trennung in Oberstdorfer und Sigiswanger Fazies oder allgemeiner gesagt Nord- und Südfazies.

auch die zwischen diesen beiden Zügen liegende, von der Schleifmühle im Westen über den Rehbreinkopf bis zur Ommi-Laine reichende Zone läßt, wenn auch nicht in der gleichen Schärfe, den Unterschied zwischen der Sigiswanger Fazies im Norden und der Oberstdorfer Fazies im Süden erkennen. Es handelt sich hier um einen oft pilzartig aufgewölbten Sattel, welcher aus flyschoiden Serien der Unterkreide bis hinauf zum Reiselsberger Sandstein besteht.

3.41 Tristel-Serien

Synonym: Flysch-Kalkgruppe

Die Tristel-Serie bildet in dem zwischen Hörnle und Aufacker gelegenen Flyschzug die Basisserie. Schichten des Neokom, die in der nordalpinen Flyschzone den Beginn der Flysch-Sedimentation darstellen (s. RICHTER 1970a, S.228) fehlen hier.

Es handelt sich noch nicht um typische Flyschsedimente.

1. Regionale Verteilung und Mächtigkeit

Ein etwa Ost-West streichender durchgehender Zug vom Diezenmoos-Graben im Westen über Rehbrein-Kopf, Hint. Rehbrein-Graben, Kuhalp-Hütte bis Filz-Laine im Osten kennzeichnet das Hauptverbreitungsgebiet der Serie. Weiter östlich ist sie noch in der Ommi-Laine und NE Raut-Laine sehr gut aufgeschlossen.

Die von BLÜHER (1935, S.21) beschriebenen Aufschlüsse in der Engen Laine sind z.T. der Wildbachverbauung zum Opfer gefallen.

Die Mächtigkeit liegt bei 150 m im Osten, nach Westen zu geht sie auf wenige Meter herunter.

2. Makroskopische Beschreibung

Es herrscht eine Wechsellagerung von gut gebankten, kieselig bis feinsandigen Psammiten mit dunkelgrauen bis schwarzen Mergeln, welche z.T. geschiefert sind und grifelig zerfallen, vor.

Neben den Psammiten sind gelegentlich brekziöse Einschaltungen bezeichnend (Tristel-Brekzie). Durch die gröbere Körnigkeit der klastischen Bestandteile erscheinen die angewitterten Flächen rau und höckerig. Die Tristel-Serie wurde von HAHN (1914) für helvetischen Schrättenskalk gehalten.

3. Petrographie

Makroskopisch fällt häufig feinverteilter Pyrit auf. Im Schliff ist eine dichte kalkige Matrix mit schlecht gerundeten Quarzkörnern, Glaukonit und vereinzelt Muskowit zu erkennen.

4. Sedimenttexturen

Gelegentlich ist convolute lamination als bankinterne Textur zu beobachten. Typische Flyschmerkmale fehlen weitgehend. Nach M. RICHTER (1970 a, S. 228) ist insbesondere für die Tristel-Brekzie der Ausdruck "flyschoid" angebracht.

Typisch ist die Dickbankigkeit der Kalkbänke, welche 0,3-1 m beträgt, im östlichen Abschnitt, z.B. im Gebiet der Omni-Laine bis 2 m heraufgeht.

5. Fauna und Alter

Das Alter wurde bereits durch BLÜHER (1935) mit Apt angegeben. Von vielen Autoren ist später erkannt worden, daß die Tristel-Serie Barrême bis Apt repräsentiert. Im Arbeitsgebiet konnte Barrême jedoch nicht nachgewiesen werden. Im Dünnschliff (z.B. 201, Carlcarenit) ist eine reiche benthonische Fauna mit Milioliden und Texturarien vorhan-

den. Außerdem Globigerinelloides sp. und Hedbergella sp., so daß Apt-Alter gesichert ist.

6. Variationen

Wesentliche Veränderungen konnten nicht festgestellt werden. Erwähnenswert ist die in östlicher Richtung zunehmend bessere Bankung.

Die schwarzen Mergel und Schiefer werden nach Osten zu mehr durch graue und hellgrüne Mergelbänder ersetzt.

7. Vertikale Beziehungen

Übergänge bestehen zum Flysch-Gault. HESSE (1964) hält eine fazielle Vertretung des hangenden Flysch-Gault durch Tristelschichten für möglich.

Nördlich der Raut-Laine ist durch den Straßenbau bei etwa 730 m NN ein großer neuer Aufschluß entstanden. Das hier aufgeschlossene Profil spricht für die Annahme von HESSE. Die quarzitischen Kalkbänke haben hier lediglich eine Mächtigkeit von ca. 20 cm. Im oberen Teil sind sie stark spezialgefaltet mit liegenden Falten und unter Einsetzen roter Mergelfarben sowie Zurückgehen der Bankdicke auf 1-2 cm setzen Ofterschwanger-Schichten und kurz darauf Reiselsberger Sandstein ein. Diese teilweise fazielle Vertretung des Flysch-Gault durch Tristel-Schichten scheint auch am Nordabhang des Rehbrein-Kopfes in den Quell-Gräben des Riss-Grabens vorzuliegen, so daß die von BLÜHER (1935) angenommene Störung zwischen Tristel-Schichten und Ofterschwanger-Schichten entfallen kann.

8. Paläogeographie

Aufgrund von Untersuchungen der Sedimentgefüge, insbesondere der Strömungsmarken auf Bankunterseiten hat HESSE (1964) im Hörnle-Aufacker-Gebiet eine Herkunft der Strömungen in der Unter-Kreide, d.h. der Zeit der Ablagerung der Tristel-Serie und des Flysch-Gault aus NW festge-

stellt. Im gesamten bayrischen Flysch konnte in der Tristel-Serie keine einzige Ost-Strömung nachgewiesen werden.

3.42 Flysch-Gault

Synonym: Quarzit-Serie

1. Regionale Verbreitung und Mächtigkeit

Der Flysch-Gault begleitet im N und S fast durchgehend die Tristel-Serie. Im N fehlt er zuweilen, teils aus tektonischen Gründen, teils wohl faziell durch Tristel-Serie vertreten.

Kleinere Aufschlüsse, ausschließlich im Norden der zentralen Aufsattelungszone, sind noch im Riss-Graben, im Langen Tal, im Lahne-Graben sowie in der Bruck-Laine zu finden. Das mächtigste durchgehende Profil im Flysch-Gault zwischen Oberstdorf und Tegernsee ist im hinteren Rehbrein-Graben aufgeschlossen (vgl. HESSE 1964, Tafel 3). Die Mächtigkeit erreicht 150 m und mehr, im Westen nur noch wenige Meter.

2. Makroskopische Beschreibung

Wechselfolge von glaukonitreichen psammitischen Quarziten, Quarz-Grauwacken, grauen Kalksandsteinen und im unteren Teil mächtigen graugrünen bis schwarzen Mergeln und Tonsteinlagen. Im oberen Teil häufig tiefschwarze Mergel. Je nach Glaukonit-Gehalt sind die Quarzite bzw. Grauwacken grün bis grau.

3. Petrographie

Für die glaukonitreichen Quarz-Grauwacken gibt HESSE (1964, S.152) folgende durchschnittliche Zusammensetzung an:

- 50 % Quarz
- 27 % Karbonat
- 6 % Glaukonit
- 1 % Feldspat
- 1 % Schwerminerale (Zirkon-Turmalin-Rutil-Vormacht)
- 15 % silikatische Matrix (= feinverfilztes Gemenge von Tonmineralen und kryptokristalliner Kieselsubstanz)

Im unteren Drittel des Flysch-Gault tritt als eine petrographische Leitbank eine im Gegensatz zu den übrigen Bänken besonders grobkörnige und damit zusammenhängend besonders feldspatreiche Bank auf.

Charakteristisch im Dünnschliff sind die "Quarz-Ooide", überwiegend eckige Quarzkörner, die mit einer verunreinigten kieseligen Hülle umgeben sind. BLÜHER (1935, S.26) glaubt, daß es sich z.T. um kalkalpine Gesteine handelt, HESSE (1964, S.160) nimmt zumindest für den oft ebenfalls umkrusteten Glaukonit an, daß er allothigen ist.

4. Korngrößenverteilung

Die gut aufbereiteten Körner der Grauwacken-Bänke haben einen durchschnittlichen Durchmesser von unter 200 μ (HESSE 1964, S.154).

5. Sedimenttexturen

Die Dicke der Bankkörper ist unterschiedlicher als in der Tristel-Serie.

Im unteren Teil der Serie sind bis zu 4 m mächtige Tonpelite nur durch dünne Psammit-Bänke unterbrochen. Im mittleren Teil überwiegen wieder bis 2 m mächtige gut gebankte Psammite, während im obersten Teil der Serie rasch zunehmende Tonpelite den Übergang zu den Ofterschwanger Schichten bilden.

Innerhalb der psammitischen Feinlagen kann ein gradierter Korngrößen- und Materialwechsel beobachtet werden. Auch die "Ölquarzite" des Flysch-Gault sind nach M. RICHTER (1970 a, S.228) noch kein typischer Flysch und daher als "flyschoid" zu bezeichnen.

6. Fauna und Alter

Neben Milioliden, treten jetzt vorwiegend Globigerinen auf. Außerdem sind jetzt Radiolarien häufiger. Der Flysch-Gault gehört dem Alb an.

7. Variationen

Wesentliche Veränderungen konnten nicht festgestellt werden. Wie HESSE (1964) durch Bankfolgen-Korrelation über einen 115 km langen Abschnitt der bayrischen Flyschzone nachweisen konnte, müssen die Strömungsvorgänge und ihre zeitlichen Schwankungen über lange Zeiten sehr gleichmäßig und stetig verlaufen sein und über große Entfernungen konstant gerichtet gewesen sein.

8. Vertikale Beziehungen

Liegendes: Der Übergang aus der Tristel-Serie vollzieht sich allmählich unter zunehmender Einschaltung von Quarz-Psammiten und dicken Tonpeliten. Auf die mögliche teilweise fazielle Vertretung des Flysch-Gault durch Tristel-Serien wurde bereits im vorigen Kapitel hingewiesen.

Hangendes: Wenn Ofterschwanger Schichten das Hangende bilden, vollzieht sich der Übergang allmählich unter Zunahme des Pelitgehaltes und des Kaltgehaltes der Psammite.

Fehlen diese und bilden Reiselsberger Sandsteine das Hangende, ist die Grenze abrupt mit deutlichem Wechsel der Fazies.

9. Paläogeographie

Ebenso wie in der Tristel-Serie herrschen nach HESSE (1964) im Flysch-Gault nach NNE bis E gerichtete Schüttingsrichtungen vor. Auch im Flysch-Gault konnte HESSE keine einzige Gegenrichtung finden.

3.43 Ofterschwanger Schichten, Untere Bunte Mergel

Synonym: Kalkiges Obergault

In den letzten Jahren hat es sich eingebürgert, den Namen Ofterschwanger Schichten für die Nord-Fazies und Untere Bunte Mergel für die Süd-Fazies zu wählen (v. RAD 1962, HESSE 1964, PFLAUMANN 1964).

Eine deutliche Differenzierung in Nord- und Süd-Fazies scheint im Hörnle-Aufacker-Gebiet erst später - etwa an der Grenze Cenoman/Turon, d.h. im oberen Teil des Reiselsberger Sandstein - stattgefunden zu haben.

Es ist möglich, daß eine leichte Sattelbildung der Unter-Kreide Serien während des Cenoman stattfand und damit eine Voraussetzung für die spätere Differenzierung in N- und S-Fazies bildete.

Es wurde daher im Arbeitsgebiet keine Unterscheidung in Ofterschwanger Schichten und Untere Bunte Mergel vorgenommen. Nach dem Faunenbefund (PFLAUMANN 1964, S.14) umfassen die UEM und die Ofterschwanger Schichten ohnehin den gleichen Zeitraum.

1. Regionale Verbreitung und Mächtigkeit

Vorkommen im wesentlichen auf dem Nordteil des Aufsatlungsgebiets beschränkt. Im Süden geht der Reiselsberger Sandstein oft direkt aus dem Flysch-Gault hervor. Größere Vorkommen befinden sich zwischen Vor. Rehbrein-Graben und Bruck-Laine sowie in mehreren Spezial-Sätteln am

Lahne-Graben.

Die Maximale Mächtigkeit dürfte bei 100 m liegen, im Südteil sind es stets nur 5 - 10 m. Besonders im Nordteil der Aufsattelungszone hat die Mächtigkeitsreduktion oft tektonische Gründe, da die Serie einen Hauptgleithorizont darstellt.

2. Makroskopische Beschreibung

Bunte - überwiegend grüne und graue, weniger schwarze und rote - Mergel wechsellagern mit dünnbankigen Sand- und Kieselkalken. Weniger häufig sind glaukonithaltige Quarz-Psammiten. Typisch sind auch scherbispaltende graue Kalkmergel, die von BLÜHER als Zementmergel angesehen wurden (SE Schönleitenwald). Aufgrund von Anlagerungsgefügen an Schichtunterflächen konnte jedoch festgestellt werden, daß der Reiselsberger Sandstein hier das Hangende bildet.

3. Petrographie

Die Psammiten weisen keine petrographischen Besonderheiten auf. Rotpelite, die ihre Farbe dem Gehalt an Fe-Oxyden verdanken, treten seltener als in der Piesenkopf-Serie auf. Der hohe Karbonatgehalt der Kalkmergel tritt nur in den Zementmergeln wieder auf.

In den Sand- und Kieselkalken ist die noch im Flysch-Gault zu beobachtende gute Sortierung und Rundung der Komponenten sowie die stabile Mineral-Assoziation verlorengegangen. Hier bildet sich petrographisch der Übergang zu unreifen Sedimenten des Reiselsberger Sandsteins ab.

4. Sedimenttexturen

Im Gegensatz zu dem oft ähnlich ausgebildeten Gruppencharakter der Piesenkopfschichten fehlt in den Ofterschwanger Schichten die Fein-Laminierung der Schichten. Die Bankdicke liegt meist zwischen 20-30 cm und geht kaum über 50 cm hinaus.

5. Fauna und Alter

Wegen der schlechten Schlümmbarkeit der Ofterschwanger Kalkmergel können nur selten Mikrofossilien isoliert werden.

Im Schliff (207) fanden sich Arten von *Praeglobotruncana* sp. Außerdem (224, NW P.1086 Geißeck) *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI). Damit ist eine stratigraphische Einordnung von Oberalb bis Unter-Cenoman gesichert.

6. Variationen und laterale Beziehungen

Während bunte Pelite, Sandkalke und Quarz-Psammiten stets vorkommen, scheinen Kalkmergel und Mergelkalke auf den Nordteil beschränkt zu sein. Dies mag ein Hauptgrund für die häufig durchgeführte Trennung in Ofterschwanger Schichten und UBM sein. Da im Südteil auch der Reiselsberger Sandstein nur wenige Meter mächtig wird oder ganz fehlt, erscheint es plausibel, anzunehmen, daß im Südteil die Fazies der Zementmergel bis ins Unter-Cenoman herabreicht und stellenweise gleichsam die fazielle Vertretung der Mittel- und Oberkreide-Serien des Nordteils darstellt.

3.44 Reiselsberger Sandstein

Synonym: Hauptflyschsandstein

1. Regionale Verbreitung und Mächtigkeit

Reiselsberger Sandstein ist regional erheblich weiter verbreitet als die bisher beschriebenen Serien. Beginnend im Westen im Gschwand-Graben begleitet er die Aufsattelungszone im N über die Quellgräben des Riss-Grabens, Vord. Rehbrein-Graben, Lahne-Graben, Schönleiten-Wald, Hechen-dorfer Berg, Ommi-Laine bis zum Murnauer Moos. Vom Schönleitenwald stülpt er weiter nach Norden aus bis zum Unteren Lahne-Graben und zum NW-Abhang des Aschauer Bergs.

Südlich der Aufsattelungszone ist er lediglich SW Protzenau und südlich vom Windwurfeck in der Raut-Laine gut aufgeschlossen. Ein nahezu durchgehender schmaler Streifen vom Rehbrein-Graben bis zum Himmelreichrücken, wie er von BLÜHER auskartiert wurde, konnte nicht aufgefunden werden. Dagegen können die bereits von BLÜHER erkannten Vorkommen innerhalb des Flysch-Gault im Bereich Hint. Rehbrein-Graben-Kuhalphütte sowie im N der obersten Ommi-Laine bestätigt werden.

2. Makroskopische Beschreibung

Der Reiselsberger Sandstein stellt eine im Gelände am leichtesten erkennbare, unverwechselbare Serie dar. Es handelt sich zumeist um Psammite, seltener sind Psephite und Pelite. Die meist bräunlich-grau verwitterten Psammite haben im frischen Anschlag eine blaugraue Farbe. Es sind schlecht sortierte, unregelmäßig geschichtete, konglomeratische Sandsteine. Auffallend ist stets der hohe Quarzgehalt und vor allen der Reichtum an Glimmer.

3. Petrographie

Es handelt sich um mineralogisch unreife Sedimente mit einer unterschiedlichen dichten tonig-glimmerigen Matrix. Komponenten sind neben Quarz überwiegend Glimmer und Chlorite, weniger Plagioklase. Glaukonit fehlt. HESSE (1963) erkannte bei den Schwermineralien eine Granat-Apatit-Vormacht, gegenüber Zirkon-Turmalin-Rutil-Vormacht im Flysch-Gault. Weiterhin stellte HESSE bei den Plagioklasen des Reiselsberger Sandsteins eine Verzwillingung nach dem Periklin-Aklin-Gesetz fest, während in der Feldspatbank des Flysch-Gault (010)-Gesetze vorherrschen.

4. Sedimenttexturen

In keiner Serie des Hörnle-Aufacker-Flysches können Sedimenttexturen besser studieren als im Reiselsberger Sandstein. Nahezu sämtliche bekannten, für den Flysch typischen Anlagerungsgefüge können beobachtet werden, wie planare Gefüge, lineare Unterflächenmarken, Lebensspuren etc.

Bei den Unterflächenmarken fällt besonders die häufig von Bank zu Bank sich ändernde Richtung auf. Die Bankung ist im unteren Teil meist sehr schlecht, Kompakte Bankkörper von 3 m Dicke und mehr sind nicht selten. Diese kaum gradierten Sandsteine können als Fluxoturbidite bezeichnet werden. Im oberen Teil werden die Bänke erheblich dünner bei gleichzeitiger Einschaltung von schwarzen Mergeln.

5. Fauna und Alter

Fossilien werden bis auf häufige, aber unbestimmbare Pflanzenreste kaum angetroffen. PFLAUMANN (1964) hält dennoch aufgrund von weiter östlich aufgefundenen pelagischen Foraminiferen ein Alter von Cenoman und Turon für gesichert.

6. Variation

Die Serie ist im Habitus sehr variabel. Sowohl vertikal wie lateral kommen alle Übergänge zwischen dickbankig und feinplattig, von psephitisch bis pelitisch vor. Gelegentlich treten innerhalb der Psammite grünliche Tonlinsen auf.

7. Vertikale Beziehungen

Sowohl zum Hangenden wie zum Liegenden ist eine scharfe Abgrenzung möglich. Eine ähnliche Fazies tritt lediglich in der Bleicherhorn-Serie nochmals auf.

8. Paläogeographie

Die Schüttung im Reiselsberger Sandstein erfolgte nach HESSE (1964) und v. RAD (1964) überwiegend vom E nach W, also umgekehrt wie in den Unter-Kreide-Serien. Die Relevanz der Bestimmung der Schüttungsrichtungen scheint aber erheblich geringer zu sein als in der Unter-Kreide. Einmal wurden auch Gegenrichtungen gemessen, zum anderen muß ein Transport der Suspensionsströmungen in viel größeren Massertiefen (500 m) erfolgt sein, so daß die primären Sedimentstrukturen, z.B. Strömungsmarken, nur die Trans-

portrichtung der turbidity currents während des allerletzten Bildungsaktes widerspiegeln. Damit bleibt auch die Frage des Liefergebietes hypothetisch.

3.45 Piesenkopf-Serie, Obere Bunte Mergel

Synonym: Planknerserie

Manche Autoren (v. RAD 1962, CUSTODIS et al. 1965, u.a.) beschränken den Namen Piesenkopf-Schichten auf die Nord-Fazies und wenden für die Südfazies den Namen Obere Bunte Mergel an, wobei eine Verzahnung nicht ausgeschlossen wird. Im Hörnle-Aufacker-Flysch ist von einer solchen Verzahnung in N-S Richtung nichts zu sehen. Dagegen werden die für die Oberen Buntmergel namengebenden Rotpelite meistens im unteren Teil des als Piesenkopf-Serie auskartierten Sedimentkörpers angetroffen. Wie auch REICHELT (1955) bereits feststellt, kommen Rotpelite, wenn auch selten, auch in höheren Teilen der Piesenkopf-Schichten vor. Eine Trennung in 2 Serien scheint im Arbeitsgebiet daher wenig sinnvoll. Vielmehr hat sich die Faziesdifferenzierung in Nord- und Südteil jetzt so weit herausgebildet, daß die Südfazies lediglich durch monotone Zementmergel-Serien repräsentiert wird, während die Nordfazies zunächst die Piesenkopf-Serie ablagert.

1. Regionale Verbreitung und Mächtigkeit

Ihre hauptsächliche Verbreitung hat die Piesenkopf-Serie im Westen des Arbeitsgebietes. Während im Osten lediglich die kleineren Vorkommen südlich der Kapell-Laine und im Gschwand-Graben zu nennen sind, finden sich im Westen vor allem im Unsinniger-Graben ausgezeichnete Aufschlüsse. Von dort nach N sind sie innerhalb des Reiselsberger Sandsteins in einigen Aufschlüssen anzutreffen, bis hin zum Schönleitenwald, wo sie, vom Reiselsberger Sandstein ummantelt, eine überkippte Mulde bilden. Da die Gräben hier

zumeist im Streichen der Serie verlaufen, ist ein durchgehendes Profil nicht aufgeschlossen. Die Mächtigkeit läßt sich mit 150-200 m abschätzen.

2. Makroskopische Beschreibung

Abgesehen von den Rotpeliten ist die schnelle Wechselfolge von dünnen Kalkbänken, Mergel und Tonpelitlagen typisch für die Piesenkopf-Serie. Die manchmal kieseligen und leicht psammitischen, meist aber harten und dichten Kalke sind grau. Die Mergellagen oft hellgrün bis gelblich grau. Typisch ist eine gut ausgeprägte synsedimentäre Gleitfaltung.

3. Petrographie

Im Gegensatz zu den Kalkmergeln der Ofterschwanger Serie handelt es sich bei den Mergeln der Piesenkopf-Serie um Tonmergel.

4. Sedimenttexturen

Die Piesenkopf-Serie besteht aus typischen Laminiten. Die feinen, zuweilen schräggeschichteten Siltsteine, Kalke und Pelite bilden im Unsinniger-Graben nur wenige Millimeter dicke Bänder. Im Riss-Graben, wo die obere Piesenkopf-Serie ansteht, werden sie bis 10 cm dick. In den saiger anstehenden Teilen, sind oft die Mergel ausgeräumt und die harten Kalkbänke sind herausgewittert.

Im pelitreichen unteren Teil der Serie ist oft Boudinage zu beobachten.

5. Fauna und Alter

Wichtige Fossilien sind Globotruncaren der lapparenti-Gruppe.

Außerdem fanden sich in mehreren Dünnschliffen nicht näher bestimmbare Globigerinelloides sp., Globigerina sp., Rotalipora aff. reicheli, Rotalipora sp. sowie Globotruncana aff. linneiana.

REICHELT (1955) gibt höheres Turon bis Coniac an.
PFLAUMANN (1964) erkennt aber eine Alterseinstufung von
Turon bis Campan.

6. Vertikale Beziehungen

Die Abgrenzung zum Liegenden bereitet keine Schwierigkeiten. Etwas komplizierter gestaltet sich dagegen die Grenz-
ziehung zum Hangenden. Im Ostteil ist dies die Zementmer-
gel-Serie, welche nach Westen zu auskeilt. Hier bildet
dann die Hällritzer-Serie das Hangende, indem sie allmäh-
lich aus den Piesenkopf-Schichten hervorgeht.

7. Laterale Beziehungen

In der Südfazies, dem Aufacker-Flysch, werden die Piesen-
kopf-Schichten wahrscheinlich durch die Zementmergel-Se-
rie vertreten. Innerhalb der Nordfazies, dem Hörnle-
Flysch scheint die Piesenkopf-Serie von Ost nach West
zugunsten der Zementmergel im oberen Teil, vielleicht
auch der Hällritzer-Serie auszuweichen.

8. Paläogeographie

In der höheren Oberkreide, beginnend mit der Piesenkopf-
Serie, tritt nach HESSE (1964) und v. RAD (1964) erneut
ein Wechsel der Hauptströmungsrichtung ein, die jetzt
wieder von West nach Osten zeigt. Nach Ansicht dieser
Autoren wird das Material jetzt jedoch nicht mehr, wie
in der Unter-Kreide aus dem Unterostalpin bezogen, son-
dern es werden Zusammenhänge mit dem penninischen Kreide-
flysch vermutet. Eine Entstehung aus Suspensionsströmun-
gen läßt sich nach v. RAD (1964, S.15) nicht eindeutig
nachweisen. Die gut laminierten Rotpelite der Piesenkopf-
Schichten sprechen wohl eher für eine langsame Sedimenta-
tion in größerer Meerestiefe.

3.46 Zementmergel-Serie

Synonym: Jüngerer Kieselkalk

1. Regionale Verbreitung und Mächtigkeit

Die Zementmergel-Serie ist das am meisten verbreitete Schichtglied im Flysch des Arbeitsgebietes. Der gesamte Höhenzug des Aufacker zwischen Ammer und Murnauer Moos sowie Teile des westlichen Hörnle-Gebietes werden von ihr aufgebaut.

Im Aufackergebiet dürfte die Mächtigkeit bei 400-500 m liegen, im Hörnle-Gebiet bis 100 m.

2. Makroskopische Beschreibung

Das typische Sediment dieser Serie sind die hellgrauen, im feuchten Zustand dunklen Mergelkalke, welche mit dem Hammer sehr leicht in Scherben zerschlagen werden können.

Es herrscht eine gut gradierte Wechselfolge von Sandkalcken, Kieselkalcken, Mergelkalcken und Kalkmergeln vor. Die Dicke einer solchen Abfolge beträgt meistens 2-3 m.

3. Sedimenttexturen

Neben den rhythmischen, meist gradierten Folgen sind Helminthoideen und Fucoiden auf den Schicht- und Bruchflächen bezeichnend.

4. Fauna und Alter

Nach PFLAUMANN (1964, S.22) kann der Begriff der Zementmergel-Serie nach der Biofazies der Foraminiferen ganz auf die Südfazies eingeschränkt werden.

Die Nordfazies ist mit allen wesentlichen Faunenkomponenten der Plesenkopf-Schichten und Hüllritzer-Serie ausgestattet. In der Südfazies ist nach PFLAUMANN (1964, S.23) anhand von pelagischen Foraminiferen ein Zeitabschnitt von Turon bis Maastricht belegt.

5. Variation

Im Nordteil des Aufacker-Flysches treten in den Mergelkalken reichlich Hornsteine auf (z.B. bei 1470 m im westl. Gfäll-Graben und im Graben nördl. Aufacker-Alpe).

REICHELT (1955, S.35) beschreibt aus dem westlich anschließenden Trauchgau-Flysch ebenfalls Hornsteinbildung. Aufgrund seiner sonstigen Beschreibungen, z.B. dem Vorkommen von groben Sandsteinlagen und Sandkalken scheint es sich dabei bereits um Hällritzer-Serie zu handeln.

M. RICHTER (frdl. Mittlg.) legt den Beginn der Hällritzer-Serie in das Auftreten der ersten Hornsteinbänke. So wurde auch im Arbeitsgebiet verfahren. Das obengenannte Vorkommen im Aufacker-Flysch kann jedoch aus tektonischen und stratigraphischen Gründen nicht als Hällritzer-Serie bezeichnet werden. Es fehlen hier auch die Sandkalke.

7. Vertikale Beziehungen

Die Südfazies wird ausschließlich durch Zementmergel repräsentiert. Daher fehlen hier vertikale Beziehungen. Im Norden scheinen die Zementmergel im Westen von Piesenkopfschichten unterlagert zu sein. Der Übergang geht allmählich vor sich, ebenso der Übergang in die hangende Hällritzer-Serie. Unter Einschaltung von Hornsteinen ist eine Zunahme der Sandkalke im Grenzbereich zu beobachten.

3.47 Hällritzer-Serie

Synonym: Planknerbrücke-Serie (in Liechtenstein)

1. Regionale Verbreitung und Mächtigkeit

Die Serie ist auf den Hörnle-Flysch, d.h. auf die Nordfazies beschränkt. Ihre Verbreitung ist erheblich größer als REICHELT (1955, S.99) aufgrund einiger Begehungen des Arbeitsgebietes annahm. Gute Profile sind besonders in den quer zum Streichen verlaufenden Gräben aufgeschlossen (Kappell-Graben im S, Elmau-Bach und Schönaus-Graben im N),

Die Gipfel des Vorderen und Hinteren Hörnle werden aus Hällritzer-Serie aufgebaut. Die Mächtigkeit dürfte mindestens 250 m betragen.

2. Makroskopische Beschreibung

Auffallend sind brekziöse Lagen, in denen dunkle Hornsteinknollen eingeschaltet sind. Oft sind auch ganze Hornsteinlagen von 3-5 cm Mächtigkeit zu beobachten. Mergelkalke treten zurück, dafür sind Sand- und Kieselkalke häufiger. Die Bankdicken liegen meist bei 10-30 cm. Lediglich die Kieselkalke werden bis zu 1,5 m mächtig.

3. Petrographie

Die Verkieselung der Karbonate ist häufig in einem frühen Stadium der Diagenese erfolgt. Dies folgt aus der schichtinternen Verfältelung der Hornsteinlagen. Die Kieselsäure stammt aus aufgelösten Spongien. In den Feinbrekzien treten häufig Resedimente auf. An Schwermineralien gibt v. RAD (1964) Granat, Zirkon und Staurolith an.

4. Sedimenttexturen

Neben der guten Gradierung der Psammite ist convolute lamination das auffälligste Gefügemerkmal. Weiterhin sind Fucoiden und Chondriten häufig. Die meisten Banktypen sind als Turbidite zu bezeichnen.

5. Fauna und Alter

Umfangreiche mikropaläontologische Untersuchungen der Hällritzer-Serie des Arbeitsgebietes wurden von HAGN durchgeführt.

Im Gegensatz zu den Piesenkopf-Schichten, mit denen die Faunen der Hällritzer-Serie zahlreiche Arten gemeinsam haben, handelt es sich bei der Serie um großwüchsige Formen (PFLAUMANN 1964, S.27).

Leitformen sind vor allem einkielige Globotruncanen. Häufig waren in den Schriffen außerdem Radiolarien, die in einem Fall (Aschler-Berg, E-Seite, 1370 m, Schliff 236)

sogar gesteinsbildend sind. Das Alter ist mit Obercampan bis Maastricht gesichert.

6. Vertikale Beziehungen

Bildet die Zementmergel-Serie das Liegende, so wurde die Grenze beim Auftreten von Hornstein und Zurückgehen der Mergelkalke gezogen.

Der Übergang aus den Piesenkopf-Schichten ist noch fließender. Hier sind die Einschaltungen psammitischer Lagen und die dicker werdenden Bänke für den Grenzbereich charakteristisch. Ebenso vollzieht sich der Übergang zur hangenden Bleicherhorn-Serie allmählich unter Zunahme von Glimmersandsteinen und Auftreten von Glaukonitsanden.

7. Paläogeographie

Mit der Hällritzer-Serie hat sich die Aufgliederung in Nord- und Südfazies, die im Reiselsberger Sandstein begann, endgültig vollzogen. PFLAUMANN (1967, S.222) erklärt dies durch die stärkere Heraushebung und Abtragung des Cetischen Rückens. Die gröberen Brekzien würden eine relativ seichte Klarwasserzone an den Küsten des Cetischen Rücken repräsentieren. Dies dürfte aber nur eine Deutung von vielen Möglichkeiten sein. Der Richtungssinn der Strömungen zeigt weiterhin überwiegend von Westen nach Osten (v. RAD 1964).

3.48 Bleicherhorn-Serie

Synonym: Fanolaserie (Vorarlberg), Schliersbergsandstein (östliches Oberbayern)

1. Regionale Verbreitung und Mächtigkeit

Die Bleicherhorn-Serie als jüngstes Schichtglied der Nordfazies tritt im Zuge Geis-Berg, Elmau-Berg, Aschler-Berg auf. Ein weiteres Vorkommen ist am Riss-Berg aufgeschlossen. Die Bleicherhorn-Serie liegt innerhalb des von

BLÜHER als Eozän auskartierten Gebietes, hat aber eine größere Verbreitung. Die Mächtigkeit wird 100 m kaum übersteigen.

2. Makroskopische Beschreibung

Bezeichnend sind mehrere Meter mächtig werdende Glimmersandsteine, die eine Wiederholung der Fazies des Reiselsberger Sandsteins zum Ursprung haben. Allerdings zeichnen sich Sandsteine durch einen hohen Glaukonit-Gehalt aus. Auch die typischen Mergelkalke der Zementmergel treten häufig wieder auf. Im unteren Teil treten Pelite wie in der Piesenkopf-Serie auf.

3. Petrographie

Die den Reiselsberger Sandsteinen ähnlichen Psammite ähneln diesen auch im Mineralbestand (Quarz, Glimmer).

Der Bestand an Schwermineralien wird von v. RAD (1964) mit Granat und Staurolith angegeben.

Bei den Peliten sind, ebenfalls wie im Reiselsberger Sandstein, sandige Schiefertone mit Quarz- und Glimmerreichtum verbreitet.

4. Fauna und Alter

HAGN (1960) kommt zu der stratigraphischen Einordnung von höherem Maastricht. Dies konnte voll bestätigt werden. Der Schliff 233 (Riss-Graben 1210 m) zeigt z.B. *Globotruncana ex grege stuarti* (LAPRARENT), *Globigerina* div. sp., *Globigerinelloides* sp. Das von BLÜHER (1935) angenommene Eozän-Alter konnte nicht bestätigt werden.

5. Paläogeographie

Die Strömungsrichtungen scheinen nach v. RAD (1964, S.14) gegenüber der Hällritzer-Serie gewechselt zu haben. Es kommen erneut nach W orientierte Strömungsmarken vor. Die geringe Anzahl der Meßwerte und die offensichtlich unterschiedlichen Sedimentationsbedingungen lassen wohl keinen eindeutigen Schluß auf das Liefergebiet der Bleicherhorn-Serie zu.

3.5 Pleistozän und Holozän

Pleistozäne und holozäne Bildungen bedecken große Teile des Arbeitsgebiets und sind auf der Karte verzeichnet worden. Besonders verbreitet sind Fernmoränen, Staubildungen und im Flysch Muren. Es soll hier nicht näher auf die gewiß interessanten Einzeltatsachen eingegangen werden, sondern auf die Arbeiten von v. KLEBELSBERG (1913/14, 1949) und KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) verwiesen werden.

4.0 TEKTONISCHER TEIL

Wie insbesondere seit M. RICHTER & R. SCHÖNENBERG (1955) bekannt ist, ist der Gegensatz zwischen den kompetenten Gesteinen der Trias und den inkompetenten Serien des Jura und der Kreide die Grundlage für die tektonische Deutung der Nördlichen Kalkalpen. Die hier auftretenden Beanspruchungsformen sind eine Folge tektonischer Selektion (H. GALLWITZ 1956), d.h. der räumlichen Sonderung verschiedener Gesteine, aufgrund unterschiedlicher physikalisch-mechanischer Beschaffenheit. Das zentrale Problem ist dabei die Frage nach gebundener und gelöster Tektonik, da sowohl Deckenbau als auch Schuppungsvorgänge ähnliche Formen schaffen können.

SCHIDLOWSKI (1961 a, S.4) benutzt hierfür den Ausdruck "strukturelle Konvergenzen". Auf die für das Arbeitsgebiet bestehende Situation, hinsichtlich des Deckenbaus, wird im folgenden Kapitel ausführlich hingewiesen. Eine Argumentation für oder gegen einen Deckenbau kann aus den vorhandenen Aufschlüssen nicht gegeben werden. Dies muß regionalen Übersichten vorbehalten bleiben.

4.1 Ostalpin

Es herrscht ein, im Süden vorwiegend gleichmäßiger - im Norden gestörter, Muldenbau vor, der durch Aufsattelungen, Pilzsättel und Gleitbretter unterbrochen wird. Besonders im Laubergebirgskamm geben solche Ablösungsvorgänge die Erklärung für eine Aufsplitterung in einzelne Gleitbretter und Schubspäne.

Reichen diese Gleitbewegungen nicht aus, dann treten Diagonalestörungen mit diskordantem Zerbrechen der Schichtfolge an ihre Stelle.

4.11 Großtektonische Strukturen im Kalkalpin

Im Arbeitsgebiet können sechs voneinander getrennte Bauelemente festgestellt werden:

1. Oberauer Sattel
2. Mühlbergmulde
3. Ammermulde
4. Sattelschuppe des Labergebirgskammes
5. Labermulde
6. Nördliche Schuppenzone (untere Schuppe, "Allgäudecke")

Diese 6 Haupteinheiten sind meistens durch Störungszonen voneinander getrennt. In ihrer Beschreibung wird von Süden nach Norden vorgegangen.

4.111 Oberauer Sattel

Der Oberauer Sattel zeigt ein ausgesprochenes ENE-Streichen, das im Arbeitsgebiet, im Gegensatz zur westlichen Fortsetzung desselben, mit dem Schichtstreichen weitgehend im Einklang steht. Das umlaufende Streichen in der Gegend des Höhenbergs und westlich des Mühlbergs ergibt sich aus dem Abtauchen des Sattels nach NE bzw. SW.

Im Gebiet ist fast nur der nördliche Sattelflügel aufgeschlossen. Er zeigt ein steiles bis (z.B. im Katzentäl) saigeres Einfallen und ist häufig stark spezialgefaltet. Der weiter westlich aufgeschlossene Südflügel zeigt demgegenüber einen ruhigen, gleichmäßig südfallenden Bau (KONZAN 1964).

Im Sattelkern kommen nördlich von Oberau Raibler Schichten (Kalke und Dolomite) zum Vorschein, die von Gipsen und Mergeln unterlagert werden. Bedenkt man, daß diese Aufschlüsse etwa 100 m tiefer liegen als die Kalke und Dolomite westlich davon, so wird auch hier das starke östliche Achsenabtauchen

des Sattels deutlich. Die Sattelumbiegung ist innerhalb der von einigen Diagonalstörungen zerhackten Raibler Schichten meistens nur an der Änderung des Einfallens zu erkennen. Lediglich in einem der Bäche, oberhalb der Haarnadelkurve bei Oberau, ist sie einmal gut aufgeschlossen.

Betrachtet man die westliche Fortsetzung des Oberauer Sattels, so fällt vor allem die Mächtigkeitsabnahme des Hauptdolomites im Arbeitsgebiet auf. Von etwa 1100 m, die bei LINKE (1961) angegeben werden, bleiben, wenn man die Spezialfaltung berücksichtigt, nur noch ca. 350 - 400 m übrig. Weder die Ochsenitz-Notkarspitz-Gipfelschuppe noch deren Sockelmasse oder die Vereinigung beider, setzen sich nach Osten fort.

Besondere Beachtung verdient die Nordgrenze des Oberauer Sattels, d.h. im wesentlichen der Kontakt zum Cenoman der Mühlberg-Mulde und auch zum Plattenkalk. Beide liegen überkippt, was man auch für den südfallenden Hauptdolomit annehmen kann, obwohl hier nur geopetale Gefügeuntersuchungen den exakten Beweis bringen könnten. Da aber der Kontakt des auf Cenoman liegenden Hauptdolomit sedimentär, im umgekehrten Falle, wenn Cenoman auf Hauptdolomit liegt, aber hier tektonisch ist, darf die überkippte Lagerung als bewiesen gelten.

Während westlich des Gebietes mächtige Hauptdolomitmassen das Cenoman überschoben haben und teilweise verschwinden ließen, kam es hier, infolge der basalen Einengung während der Faltung nur noch zu einem Überquellen dieser kompetenten Serien. Es entstanden, einhergehend mit Unterschiebungen des Cenoman, Strukturen, die eine Deutung als Pilzsattel angebracht erscheinen lassen.

Schließlich muß noch die kleine Cenoman-Mulde (Vestbühel-Mulde) unweit Eschenlohe erwähnt werden. Diese aus Psammiten und Psephiten aufgebaute Mulde und der sie ummantelnde Hauptdolomit können nicht mehr dem Oberauer Sattel zugerechnet werden, welcher in der Gegend des Höhen-Berges nach NE abtaucht. Ihre

E-W streichenden Strukturen weisen vielmehr auf eine Verbindung mit Vorkommen östlich der Loisach (ZEIL 1954) hin.

4.112 Mühlbergmulde

Sie könnte sowohl als südliche Teilmulde der Ammermulde als auch als östliche Fortsetzung des Ammerwald-Muldenzuges gedeutet werden und besitzt heute eine weitgehende Selbständigkeit. Der Südflügel dieser Mulde zeigt ein steiles Nordfallen, welches sich bis zur Saigerstellung, im Bereich der Untervorschiebungen unter den Hauptdolomit des Oberauer Sattels, bis zur Überkipfung steigert, wie es für Beutelmulden typisch ist.

Ihr Cenoman transgrediert im Norden weitestgehend auf Kössener Schichten, im Osten auf Plattenkalk und im Süden auf Hauptdolomit. Auch das umlaufende Streichen der Kössener Schichten und des Plattenkalks an ihrem Ostende deuten auf ihre präcenomane Anlage hin. Ihr Nordrand zeigt bei mittlerem Südfallen die normale Auflagerung der Muldengesteine. Als Fortsetzung der Mühlberg-Mulde erscheint die kleine Plattenkalk-Rät-Mulde östlich vom Höllenstein.

Hier ergab die Kartierung, daß zwischen dem Rätalk in Oolithfazies und der Loisachstörung, die die Mulde nach SE abgrenzt, noch ein schmaler Streifen Hauptdolomit liegt, während der Rätalk im Norden durch Plattenkalk unterlagert wird. Dies zeigt einmal mehr, daß Plattenkalk und Hauptdolomit lediglich fazielle Vertretungen darstellen.

4.113 Ammermulde

Im Arbeitsgebiet fällt die Ammermulde, die mittlere der drei deutlich erkennbaren Cenomanmulden, mit dem präcenomanen Muldentiefsten zusammen, wie sich aus der Ummantelung durch Doggerkalk bzw. -kieselkalk und dem gelegentlichen Durchspießen dieser Gesteine inmitten des Cenomans ergibt. Abgesehen von einer untergeordneten Spezialfaltung, wie es besonders das

Cenoman zeigt, herrscht in der Ammermulde im allgemeinen ein ruhiger, gleichmäßiger Bau vor. Rücküberkippung, wie sie weiter nördlich und westlich auftritt, kann hier noch nicht beobachtet werden.

Im Norden und Süden wird sie, durch schmale Sättel aus Lias-kieselkalk getrennt, von zwei Lias-Teilmulden mit Fleckenmergeln im Kern begleitet. Diese Teilmulden laufen östlich des Holzkopfes zusammen und deuten, gemeinsam mit den umlaufenden Psephiten des Holzkopfes, das primäre Ende der Ammermulde an.

Dem von Ordowski (1963, S.67) angenommenen unsymmetrischen Bau der Ammermulde kann nicht zugestimmt werden. Der von ihm vermutete präcenomane Muldenkern, am Südhang des Ammergebirgshauptkammes, dürfte der Kern der nördlichen Teilmulde sein, die aufgrund des westlichen Achsenfallens dort Cenoman führt.

Die Südgrenze der Ammermulde verläuft uneinheitlich. Lagert im Westen das Cenoman der Mühlberg-Mulde normal auf dem Südflügel eines Sattels, der aus Kössener Schichten aufgebaut wird und Plattenkalk im Kern führt, so wird weiter östlich die Plattenkalk/Kössener-Grenze durch eine Störung gebildet, die nicht allein durch schichtparallele Gleitungen zu erklären ist.

4.114 Sattelschuppe des Labergebirgskammes

Waren die Verhältnisse bisher relativ einfach, so werden sie nach Norden zu immer komplizierter.

Bereits KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931, S.163) beschreiben die saigere Stellung der Störungsflächen zwischen Rät/Lias-Gesteinen der Ammermulde und dem Hauptdolomit, der diese von der Labermulde trennt. Noch deutlicher sind die Verhältnisse im Norden dieses Hauptdolomitzuges. Angefangen von der Störung, die südlich des Kapellwand-Grabens Hierlatzkalk, Liaskiesel-

kalk und Cenoman vom Hauptdolomit abschneidet bis zum rück-
überschobenen Lias-Dogger-Paket des Schoberwaldes läßt sich
nirgends ein sedimentärer Kontakt zu jüngeren Lias/Kreide-
Sedimenten nachweisen. Der Hauptdolomit wird also beidersei-
tig durch eine Störung begrenzt. Er zeigt eine intensive Zer-
stückelung, die in der Labergipfelregion ein extremes Ausmaß
erreicht und, mittels Diagonalstörungen, zum völligen Zer-
reißen des Schichtverbandes führt.

Wahrscheinlich war die Mächtigkeit dieses Hauptdolomites
nicht groß genug, um etwa in der Art des Oberauer Sattels
verformt werden zu können. Embryonal als Sattelzone angelegt,
konnte er später seinen eigenen Kräfteplan gegenüber seinem
Hangenden durchsetzen. Dies führte zu einem Durchspießen der
Sedimenthülle, wobei oft alle Kontakte hinter sich gelassen
wurden.

Einzelne Teile dieses Kontaktes, meistens Kössener Schichten,
wurden in Form einzelner Schubfetzen mit nach oben geschleift
und zeigen die Herkunft aus einem ursprünglichen Normalkon-
takt an. Diese Schubfetzen von Kössener Schichten waren auf
der Karte von KOCKEL-RIECHTER-STEINMANN (1931) noch reichli-
cher vertreten, sie sind heute jedoch oft unter Gehängeschutt
verborgen. Besonders gut erhalten sind sie in den Gräben
nördlich vom Spitzschlag.

Neben diesem gleitbrettartigen Aufdringen des Hauptdolomites
kam es zu einzelnen Teilverschuppungen.

Die ursprünglich hintereinander liegenden Hierlatz-Klötze des
Ettaler Manndls glitten dabei auf den liegenden Kössener
Schichten und kommen heute nebeneinander vor. Auch das aus
Hierlatzkalk und Doggerkieselkalk bestehende Schichtpaket
nördlich vom Manndl Mösel hat offensichtlich Eigenbewegungen
ausgeführt. Hinzu kommt eine durch Rücküberkipfung bedingte
Versteilung, die in dem Lias-Dogger-Paket des Schoberwaldes
bis zur Rücküberschiebung gesteigert ist.

4.115 Labermulde

Die Labermulde zeigt nicht mehr den lockeren, verhältnismäßig gleichmäßigen Bau, wie man ihn noch an der Ammermulde sah. Sie stellt im Gegensatz zu dieser keine einfache synklinale Einengung des Schichtverbandes dar, sondern ist ein hochgradig eingeeigter, teilweise in sich verschuppter Faltenwurf inkompetenter jüngerer Gesteine innerhalb des Rahmens, der durch die Hauptdolomitmassen ihrer Nord- und Süd-Begrenzung gegeben ist.

Besonders ihr Nordflügel ist teilweise von steilfallenden Rücküberschiebungen betroffen, während ihr Südflügel, wie eben beschrieben wurde, einen durchgehend tektonischen Kontakt zeigt.

Hinzu kommen lokale Gesteinsverhältnisse, die die Verhältnisse noch zusätzlich modifizieren. So steht beispielsweise der Cenoman/Dogger-Kern der Mulde am Laber-Graben flachliegenden Hauptdolomit längs großer Harnischflächen gegenüber.

Auch ist die Faltenschuppe, welche Laber- und Ammermulde voneinander trennt, unmittelbar an den Cenomankern der Labermulde aufgepreßt. Südlich vom Labergipfel ist neben Kössener Schichten auch noch etwas Liaskieselkalk mitgeschleift worden. Mächtige Klötze von Rätolias-Riffkalk (Oberrhätalkalk + Hierlatzkalk im alten Sinne) sind ebenfalls für sich bewegt und versteilt worden.

Auch die älteren Triassschichten, welche die Basis der "Lechtaldecke" bzw. der oberen Schuppe im Sinne von KUHNERT (1964) darstellen, zeigen steiles Südfallen, welches bei stärkerer Rücküberkipfung in steiles Nordfallen übergehen kann. Besonders deutlich wird die Rücküberkipfung am Rauheck. Hier hat steil nordfallendes Hauptdolomit die, hier sicherlich schon primär reduzierten Schichten der tieferen Trias, teilweise weggequetscht und stößt dann direkt an den Jura der unteren Schuppe. Wie das Luftbild sehr deutlich zeigt, sind auch die

Schuppungsflächen des Wettersteinkalkes im Großen Laberkopf (nördlich der Laber-Alpe) versteilt. Durch diese Schuppung ist die Mächtigkeit des Wettersteinkalkes hier verdreifacht.

Erst im unteren Laber-Graben bei Oberammergau läßt die Versteilung, z.B. der Partnachsichten, zum Jura der unteren Schuppe hin nach. Der Grund für diese Versteilungstektonik war nach M. RICHTER (1950) das Festfahren der ostalpinen Decke am Alpen-Nordrand.

4.116 Nördliche Schuppenzone (untere Schuppe, "Allgäudecke")

Die untere Schuppe bildet im Gebiet einen schmalen Randstreifen mit steilen Schuppen. Nach ZEIL (1959, S.96) stellt die tektonische Grenze obere Schuppe/untere Schuppe den parautochthon-liegenden, aufgeschuppten Nordrand der alten Trias-Geosynklinale dar. Der steile Schuppenbau der unteren Schuppe ("Allgäudecke") ist nach Ansicht dieses Autors also aus einem mehr oder weniger autochthonen Sedimentations-Trog hervorgegangen. Gegen eine weite Verfrachtung sprechen nach ZEIL auch die engen Beziehungen zwischen den einzelnen Teilträgen seit der Unter-Kreide. Nach SCHMIDT-THOMÉ (1961, S.232) dagegen wird die "Allgäudecke" von der "Lechtaldecke" in ähnlicher Weise überwältigt, wie das Helvetikum von der Flyschdecke.

Nach W. ZACHER (1961, S.405) spricht gegen den Deckenbau, daß zwischen "Allgäu- und Lechtaldecke" keine einheitliche Überschiebung besteht, sondern das Alter der Gesteine an der Basis von Muschelkalk bis Jura wechselt.

Zu diesem ganzen Fragenkomplex zur Existenz einer "Allgäudecke" läßt sich aus den spärlichen Vorkommen des Gebietes keine Stellung beziehen. Es bestehen zwei Schuppen, deren nördliche mit Raibler Rauhwacken an der Basis und Lias-Fleckenmergeln, sowie Radiolariten als jüngstem Schichtglied die mächtigere ist. Sie zieht von der Ludwigshöhe (Schinderbühel) über den Wannekopf

bis zum Ammertalgraben. Hier stößt sie saiger einfallend gegen eine Cenoman-Schuppe, die ihrerseits steil an den Flysch angepreßt ist.

Die zweite Schuppe wird durch einzelne Jura-Vorkommen (am Schwimmbad Oberammergau, Große Laine, südwestlich von Bärenbad) gebildet.

Beide Schuppen dürfen aus einem einheitlichen, nordvergenten Sattel hervorgegangen sein, dessen Liegendflügel überfahren worden ist.

4.117 Schichtstreichen

Das überwiegend vorherrschende E-W-Streichen im Westen des Arbeitsgebietes geht im Laber, insbesondere in seinem Ostteil, in eine ESE-Richtung über. Wenn auch einige Loisach-Störungen diesen Eindruck noch verstärken, so dürfte sich hier doch ein Umschwenken der General-Streichrichtung bemerkbar machen, zumal sich diese NW-SE-Richtung im Osten weiter fortsetzt. Im allgemeinen kann eine Übereinstimmung von Schichtstreichen und Generalstreichen festgestellt werden.

4.118 Diagonalstörungen

Für diese Störungen, die meist durch horizontale bzw. flach einfallende Harnische bewiesen werden, wurden von KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) die Namen Loisachstörungen (NE-SW) und Ammerstörungen (NW-SE) eingeführt.

Im Gebiet sind vor allem die Loisachstörungen häufig.

Die Ammerstörung westlich vom Laberjoch konnte nicht bis in den Hauptdolomit der Gipfelschuppe des Labergebirgskammes verfolgt werden.

Es muß betont werden, daß auch andere Richtungen als die oben angegebenen bei Diagonalstörungen kleineren Ausmaßes vorkommen können.

Die Anlage der Diagonalstörungen dürfte gleichaltrig oder jünger als die Überschiebung der oberen Schuppe auf die untere sein.

4.2 Flysch

Flysch verdankt seine Entstehung tektonischen Vorgängen, d.h. seine Sedimentation beginnt mit den stärkeren tektonischen Bewegungen einer Geosynklinale und hört an deren Ende auf. M. RICHTER (1971 a, S.227) schreibt: "Man kann wohl sagen, der Flysch sei vom ersten Tag der Tektogenese an dabei gewesen und habe alles miterlebt".

4.21 Großtektonische Strukturen

Bei der Betrachtung der geologischen Karte fällt ein relativ einfacher Sattel- und Muldenbau auf, wobei die oft sehr intensive Spezialfaltung, welche bei fast allen Flyschserien zu beobachten ist, zunächst nicht berücksichtigt wird.

Von Norden nach Süden sind 3 Strukturen zu erkennen, nämlich die Nordmulde im Hörnle-Gebiet, die zentrale aufsattelungszone mit dem Rehbrein-Kopf als markantestem Punkt und schließlich die Südmulde, welche das Aufacker-Gebiet einnimmt und im Süden an das Oberostalpin grenzt.

4.211 Die Nordmulde

Die Tektonik der Nordmulde ist relativ einfach. Ihre südliche Begrenzung ist etwa durch die Linie Laine-Diezenmoos-Graben-Riss-Graben-Schönleitenwald beschrieben. Von hier aus nach Norden trifft man nacheinander die Serien vom Oberalb (Ofterschwanger Schichten) bis zum höheren Maastricht (Bleicherhorn-Serie) an, eine primäre, allmähliche Verlagerung der Trogachse von S nach N andeutend. So tritt an der Nordflanke der Mulde lediglich noch die Hällritzer-Serie auf. Den Muldenkern schließlich bildet die Bleicherhorn-Serie im Zuge Geis-Berg-Aschler-Berg, wobei insbesondere die Lagerungsverhältnisse im Grenzbereich von Hällritzer- und Bleicherhorn-Serie erkennen lassen, daß es sich um eine Beutelmulde handelt, welche nach Norden überkippt.

Die meisten etwa in E-W-Richtung streichenden B-Achsen fallen im Westteil zunächst mit $15-20^{\circ}$ nach E ein. Hierdurch kommt im Bereich Wurmeseuer Alpe - Grün-Graben noch einmal die Piesenkopf-Serie zum Vorschein. Nach E zu wird das Einfallen der B-Achsen flacher und kehrt sich etwa zwischen Mittlerem und Hinterem Hörnle schließlich in ein zunehmendes W-Fallen um, welches NE Riss-Berg bis 60° steil werden kann, so daß hier die Bleicherhorn-Serie in einigen Spezialmulden erneut auftritt.

Im Südwestteil der Nordmulde (Stier-Alpe, Oberer Eselsrücken bis Lahne-Graben) läuft das Schichtstreichen nach SE-NW um, bei anhaltendem W-Fallen der B-Achsen. Hier hat der Reiselsberger Sandstein seine Hauptverbreitung. Im Gebiet des Lahne-Grabens ist dieser stark spezialgefaltet. Er bildet kleinere Sättel mit Ofterschwanger Schichten im Kern. BLÜCHER (1935) hatte hier Mulden mit unterer Piesenkopf-Serie im Kern vermutet. Aufgrund der Methode der Bestimmung von Schichtunterflächen, welche seinerzeit noch nicht bekannt war, im Reiselsberger Sandstein einerseits und durch mikropaläontologische Bestimmung von Oberalb bei den Ofterschwanger Schichten andererseits, konnte die Hypothese von BLÜCHER modifiziert werden. Zum

Murnauer Moos hin fallen die B-Achsen schließlich wieder nach E hin, so daß im Schönleitenwald nochmals die Piesenkopf-Serie - von Reiselsberger Sandstein ummantelt - auftritt.

4.212 Die zentrale aufsattelungszone

Zwischen der Nord- und Südmulde schaltet sich ein, vorwiegend aus Unter-Kreide-Serien aufgebauter, sich nach Westen zu auf-fächernder und nach Osten abtauchender Sattelzug ein. Möglicherweise ist diese Sattelzone schon frühzeitig - im Cenoman - Turon - angelegt worden, so daß sich im N und S eine verschiedenartige Bio- und Lithofazies entfalten konnte. Diese Hypothese setzt voraus, daß man die ganze Flyschzone als tektonische Einheit (Hauptflyschdecke) auffaßt und nicht der Südmulde eine eigene tektonische Stellung einräumt, wie es in der Allgäu-Vorarlberger Flyschzone beschrieben wurde (Oberstdorfer Decke).

Die flyschoiden Serien der Tristel-Serie bilden einen von Flysch-Gault und - im Norden - Ofterschwanger Schichten sowie Reiselsberger Sandstein umgebenen Pilzsattel, der nach N teilweise überschoben ist. Die pilzförmige Struktur zeigt sich besonders gut in den Quell-Gräben des Vord. Rehbrein-Grabens. Von N nach S liegen die Tristelschichten zunächst überkippt, versteilen sich dann und fallen nach Süden, d.h. dem zentralen Teil des Sattels zu immer flacher ein. Nördlich schalten sich einige Spezialsättel mit Ofterschwanger Schichten und Reiselsberger Sandstein ein, in deren Kern gelegentlich noch Flysch-Gault durchspießt. Der Südflügel dagegen, der weitgehend von Flysch-Gault eingenommen wird, zeigt einen erheblich ruhigeren Bau, wobei innerhalb des Flysch-Gault ebenfalls noch Ofterschwanger Schichten und Reiselsberger Sandstein eingemuldet sind.

Der Übergang zur Südmulde schließlich wird durch einen schmalen Streifen von Reiselsberger Sandstein eingeleitet, der hier wohl primär schon stark reduziert ist oder ganz fehlt,

wenn auch eine geringe Überschiebung der Südmulde auf die Aufsattelungszone nicht ganz ausgeschlossen werden kann.

4.213 Die Südmulde

Diese zeigt ebenso wie in der Litho- und Biofazies auch in der Tektofazies völlig unterschiedliche Verhältnisse wie die Nordmulde. Sie wird durch eine mächtige, monotone Abfolge von Zementmergel-Serie aufgebaut und zeigt einen recht gleichförmigen Verlauf. Nach Westen verengt sie sich zusehends, und ist im Trauchgau-Flysch, jenseits der Ammer gänzlich verschwunden.

4.22 Schichtstreichen, Störungen

Etwa 80 % der Streichwerte liegen zwischen 85° und 115° . Im Westteil des Gebietes dominieren Werte bis 100° , im Osten ist ein Umlaufen des Generalstreichens auf Werte bis 140° zu messen. Diese Werte fügen sich zwangslos in das allgemeine Bild ein.

Viele der von BLÜHER (1935) verzeichneten diagonalen Seitenverschiebungen konnten nicht bestätigt werden. Auch etliche schichtparallele Störungen, die BLÜHER annehmen mußte, konnten durch Bestimmung von Schichtunterflächen entfallen. Erwähnenswert sind die Loisach-Störung der Ommi-Laine, sowie kleinere Störungen im Bereich der zentralen Aufsattelungszone. Die Nord- und Südmulde zeigen kaum Störungen, dagegen, wie mehrfach erwähnt, intensive, häufig synsedimentäre Spezialfaltung.

4.3 Die Grenze Flysch-Kalkalpin

Lediglich im mittleren Ammertal-Graben besteht ein direkter Kontakt zwischen oberostalpinen Peliten, die hier Alb-Alter haben und Zementmergeln. Die Alb-Pelite sind völlig verquetscht und auch die Zementmergel zeigen starke tektonische Beanspruchung, z.B. Calcitschnüre.

5.0 Zusammenfassung

Die Arbeit enthält die Ergebnisse einer Neukartierung im Maßstab 1:10 000, die im Laber-Gebirge östlich von Oberammergau und im nördlich daran anschließenden Hörnle-Aufacker-Gebiet durchgeführt wurde.

Die Kartierung des auf Blatt Oberammergau entfallenden Teils wurde inzwischen im Rahmen der Geologischen Karte von Bayern (KUHNERT 1967) veröffentlicht. Die Originalkarte ist beim Geologischen Institut der Freien Universität Berlin hinterlegt.

Die Sedimentation im Oberostalpin (Kalkalpin) beginnt im Arbeitsgebiet mit dem alpinen Muschelkalk (Anis) und reicht bis ins Cenoman.

Der Flysch beginnt mit der Tristel-Serie (Apt) und endet mit der Bleicherhorn-Serie (höheres Maastricht). Die Hällritzer- und Bleicherhorn-Serie wurden erstmals im Arbeitsgebiet auskartiert und mikropaläontologisch belegt. Die neueren Erkenntnisse der Flyschforschung gestatten weitere Klärungen der Stratigraphie und Tektonik. Es wurden die deutlichen Unterschiede einer Nord- und Südfazies herausgestellt.

6.0 LITERATURVERZEICHNIS

- BLÜHER, H.-J.: Molasse und Flysch am bayerischen Alpenrand zwischen Ammer und Murnauer Moos. - Abh.Geol. Landesunters. Bayer.Oberbergamt, 16, S.7-55, 1 geol.K. (Taf.1), Taf. 2-4, München 1935
- CUSTODIS, A.; JACOBSHAGEN, V., KOCKEL, C.W., SCHMIDT-THOME, P., ZACHER, J.: Zur Geologie der Allgäuer Alpen zwischen Grünten und Hochvogel. - MAX RICHTER-Festschrift, S. 1-23, 4 Tab., 2 Taf., 1 Kartenbeilage, Clausthal-Zellerfeld 1965
- FABRICIUS, F.: Vorschlag zur Umbenennung von "Oberrhätalk" in "Rätolias-Riffkalk" (Nördliche Kalkalpen). - N.Jb.Geol.Paläont., Mh., 1959, 546-549, Stuttgart 1959
- FABRICIUS, F.: Faziesentwicklung an der Trias/Jura-Wende in den mittleren Nördlichen Kalkalpen. - Z.deutsch.geol.Ges. 113, 311-319, 3 Abb., Hannover 1962
- FLÜGEL, E.: Zur Mikrofazies der alpinen Trias. - Jb.geol.Bundesanst. 205-228, Taf. 1-3, Wien 1963
- FLÜGEL, E. & FLÜGEL-KAHLER, E.: Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffes der Nördlichen Kalkalpen (Gauwand bei Gußwerk, Steiermark, Österreich). Mitt.Mus.Bergbau Geol.Technik, Landesmus. Joanneum 24 1-120, Taf. 1-10, 8 Abb., 14 Tab., Graz 1963
- GALLWITZ, H.: Über tektonische Selektion. - STILLE-Symposium Stuttgart 1956
- HAGN, H.: Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen. - Internat., Sed.Petrograph.Ser., 1, 174 S., 71 Taf., 8 Tab., Leiden (E.J.Brill) 1955

- HAGN, H. & ZEIL, W.: Globotruncanen aus dem Ober-Cenoman und dem Unter-Turon der Bayerischen Alpen, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, V.47 No.1, 1954
- HAHN, F.F.: Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. - *Geol.Rdsch.*, Bd.5, Leipzig 1914
- HESSE, R.: Herkunft und Transport der Sedimente im bayerischen Flyschtrogl. - *Z.deutsch.geol.Ges.*, 116, 1964, Teil 2, S.403-426, 5 Abb., 4 Taf., Hannover 1965
- HOFFERT, K.: Geologische Untersuchungen im Laber-Gebirge (östl. Oberammergau). - Unveröff.Diplom-Arbeit, 80 S., Freie Univers.Berlin, Berlin 1964
- JACOBSHAGEN, V.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Jurafliegenmergel im südöstlichen Allgäu. - *Nötzibl.hess.L.-Amt Bodenforsch.* 87, 1959
- KLEBELSBERG, R.von: Glazialgeologische Notizen vom bayerischen Alpenrande, I, II, III. - *Z.f.Gletscherk.* 7/8, 1913/14
- KLEBELSBERG, R.von: Geologie von Tirol, 871 S., Berlin 1935
- KLEBELSBERG, R.von: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, II.Bd., 1028 S., Wien (Springer-Verlag) 1949
- KOCKEL, C.W.; RICHTER, M.; STEINMANN, H.G.: Geologie der Bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. - *Wiss.Veröff. deutsch-österr.Alpenverein*, 10, 231 S., Innsbruck 1931
- KONZAN, H.-P.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik im südlichen Ammergebirge zwischen Geierköpfen und Elmau. - Unveröff.Diplom-Arbeit, 82 S., Freie Univers. Berlin, Berlin 1964

- KUHNERT,Chr.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Mittleren Ammergebirges, 105 S., Dissertation FU Berlin 1964
- KUHNERT,Chr.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Bl. Nr. 8432 Oberammergau 128 S., 31 Abb., 7 Tab., 16 Beilagen, München 1967
- LEUCHS,K.: Beiträge zur Lithogenesis kalkalpiner Sedimente N.Jb.Min.etc. 357-430, 10 Taf., Stuttgart 1928
- LEUCHS,K. & UDLUFT,H.: Entstehung und Bedeutung roter Kalke der Berchtesgadener Alpen, Senckenbergiana. Bd.8, H. 3/4 174-199, Frankfurt 1926
- LINKE,G.: Geologische Untersuchungen im Gebiet der Farchanter Alpen (Kramer-Rabenkopf-Notkarspitz). - Unveröff. Diplom-Arbeit FU Berlin 57 S., Berlin 1961
- LINKE,G.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik der Lahnenwiesmulde und ihrer näheren Umgebung. . Diss. FU Berlin, 114 S., Berlin 1963
- LUTYJ-LUTENKO,A.: Bau und Strukturen der Lechtal-Decke im Gebiet der Jachenauzwischen Walchensee und Isar-Tal. Geologica Bavarica Nr. 8, 63 S., München 1951
- MILLER,H.: Der Bau des westlichen Wettersteingebirges. - Z.deutsch.geol.Ges., 113, 409-425, Stuttgart 1961
- ORDOWSKI,N.: Geologische Untersuchungen im östlichen Ammergebirge. - Unveröff. Dipl.-Arbeit FU Berlin, 97 S., Berlin 1963

- PFLAUMANN, U.: Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Flysch-Oberkreide zwischen Wertach und Chiemsee in Bayern. - 180 S., 14 Taf., Gedr.Diss.Univ. München 1964
- PFLAUMANN, U.: Zur Ökologie des bayerischen Flysches aufgrund der Mikrofossilführung. - Geol.Rundschau, 56, 1, S.200-227, 5 Abb., 2 Taf., 1 Tab., Stuttgart 1967
- RAD, U.v.: Die Flyschzone des östlichen Allgäus zwischen Iller und Lech. - Iber.u.Mitt.oberrh.geol.Verg., N.F.44, S.31-42, 3 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1962
- RAD, U.v.: Mineralbestand und Ablagerungsbedingungen der Flyschsedimente im Allgäu. - 16 S., 4 Taf., Gedr.Diss.Techn.Hochsch.München 1964
- REICHEL, R.: Geologie der Flyschzone zwischen Ammer und Lech. - Diss. FU Berlin 1955
- REICHEL, R.: Die bayerische Flyschzone im Ammergau. - Geologica Bavaria 41, 55-98, 12 Abb., 3 Taf., München 1960
- RICHTER, D.: Beiträge zur Geologie der Arosa-Zone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu. - N.Jb. Geol.Pal. 105, Stuttgart 1957
- RICHTER, M.: Der Nordrand der oberostalpinen Geosynklinale. Z.deutsch.geol.Ges. 11/12, 75. 198-211, Berlin 1923
- RICHTER, M.: Über den Bau des Ammergebirges. - Z.deutsch.geol.Ges., 77, S.239-259, Jg.1925, Berlin 1926

- RICHTER, M.: Die Cenomantransgression im Ammergebirge. - Centralbl.Min.etc., Abt. B., 57-64, Stuttgart 1926
- RICHTER, M.: Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. - 179 S., Berlin (Borntraeger) 1937
- RICHTER, M.: Die Entwicklung der Anschauungen über den Bau der deutschen Alpen. - Z.deutsch.geol.Ges., 100, 338-347, Hannover 1950
- RICHTER, M.: Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzungen nach Osten und Westen. - Z.deutsch.geol. Ges. 108, 156-173, Hannover 1956
- RICHTER, M.: Über den Bau der nördlichen Kalkalpen im Rätikon. - Z.deutsch.geol.Ges., 110, 307-325, Stuttgart 1958
- RICHTER, M.: Beginn und Ende der Flysch-Sedimentation. - N.Jb.Geol.Paläont.Mh. 1970, H.4, S225-234 Stuttgart 1970 (a)
- RICHTER, M.: Die Aroser Decke (Arosa-Zone) im Vorarlberg und im Allgäu und ihre Fortsetzung am bayerischen Alpenrand. - N.Jb.Geol.Paläont.Mh., 1970, H.10, S.605-631, Stuttgart 1970 (b)
- RICHTER, M. & SCHÖNENBERG, R.: Über den Bau der Lechtaler Alpen. - Z.deutsch.geol.Ges., 105, 57-59, Stuttgart 1955
- RICHTER, M. & STEINMANN, H.G.: Zur Tektonik der Bayerischen Alpen zwischen Lech und Loisach. - Centralbl. Min.etc., Abt. B., 160-171, Stuttgart 1927
- SARNTHEIN, M.: Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich. - Geol.Rundschau, 56, 1, S.116-127, 4 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1967

- SCHIDLowski, M.: Beitrag zur Geologie des Ostalpins zwischen
Kleinem Walsertal und oberem Lech (Vorarlberg,
Österreich). - Diss.FU Berlin, 81 S., Berlin 1961
- SCHLOSSER, M.: Die Cenomanfauna der bayerischen Alpen. -
Centralbl.Min.etc., 1924, No.3, 82-95, München 1924
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Klufttektonik und Großstrukturen in den
nördlichen Kalkalpen. - Geol.Rdsch., 42, 172-187
Stuttgart 1954
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Paläogeographie und tektonische Strukturen
im Alpenrandbereich Südbayerns. - Z.deutsch.geol.Ges.
113, 231-260, Hannover 1962
- SCHNEIDER, H.J.: Der Bau des Arnspitzstockes und seine tekto-
nische Stellung zwischen Wetterstein- und Karwendel-
gebirge. - Geologica Bavarica, 17, 17-55, München 195
- SCHNEIDER, H.J.: Fazies Differentiation and Controlling Factor
for the Depositional Lead-Zinc Concentration in the
Ladinian Geosyncline of the Eastern Alps. -
Dev. in Sedim., 2, 29-45, Amsterdam 1964
- SCHNEIDER, H.J. & WALDVOGEL, F.: Sedimentäre Eisenerze und Fa-
ziesdifferenzierung im oberen Wettersteinkalk. -
Erläut.z.Geol.Karte v.Bayern 1:25 000, Bl.Nr. 8430
Füssen (Sonderdruck, 4 Taf., 1 Tab., München 1964
- SÖHLE, U.: Geologische Aufnahme des Labergebirges bei Oberam-
mergau mit besonderer Berücksichtigung des Cenomans
in den bayerischen Alpen. - Diss.Ludw.-Maxim.Univ.
München, 66 S., 8 Taf., Kassel (Th.Fischer) 1897
- SÖHLE, U.: Das Ammergebirge, geologisch aufgenommen und be-
schrieben. - Geogn.Jb. 11, 1898, München 1899

- STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Zur Geologie der Hasenfluh westlich Zürs. -
Z.deutsch.geol.Ges., 111, Stuttgart 1959
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese, 256 S., 11 Taf., Wien
(Deuticke) 1963
- VIDAL, H.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des
nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nörd-
lichen Vorlandes. - Geologica Bavarica, 17, 56-88,
München 1953
- ZACHER, W.: Zur tektonischen Stellung der Vilser Alpen. -
Z.deutsch.geol.Ges. 113 2/3, 6 Abb., 390-408
Stuttgart 1961
- ZANKL, H.: Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen
Kalkalpen. - Geol.Rundschau, 56, 1, S.128-139,
1 Abb., Stuttgart 1967
- ZEIL, W.: Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern. -
Geologica Bavarica Nr. 20, München 1954
- ZEIL, W.: Die Kreidetransgression in den Bayerischen Alpen zwi-
schen Iller und Traun. - N.Jb.Geol.Paläont. Abh.
101, 141-226, Stuttgart 1955
- ZEIL, W.: Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den Bayeri-
schen Alpen. - N.Jb.Geol.Paläont.Abh.103, H.3,
375-412, Stuttgart 1956
- ZEIL, W.: Zur Deutung der Tektonik in den deutschen Alpen zwi-
schen Iller und Traun. - Z.deutsch.geol.Ges. 111,
74-100, Stuttgart 1959
- ZEIL, W.: Zur Frage der Faltungszeiten in den deutschen Alpen. -
Z.deutsch.geol.Ges. 113, 2/3, 359-366, Stuttgart
1961

ABBILDUNGEN

Abb. 1 - 5

Anlagerungsgefüge an Unterflächen im Reiselsberger
Sandstein

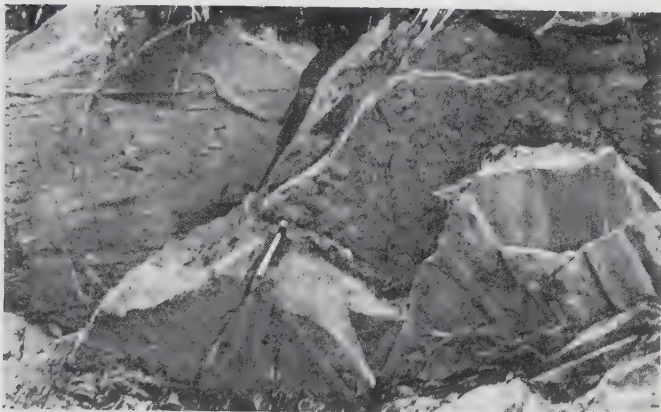


Abb. 1



Abb. 2

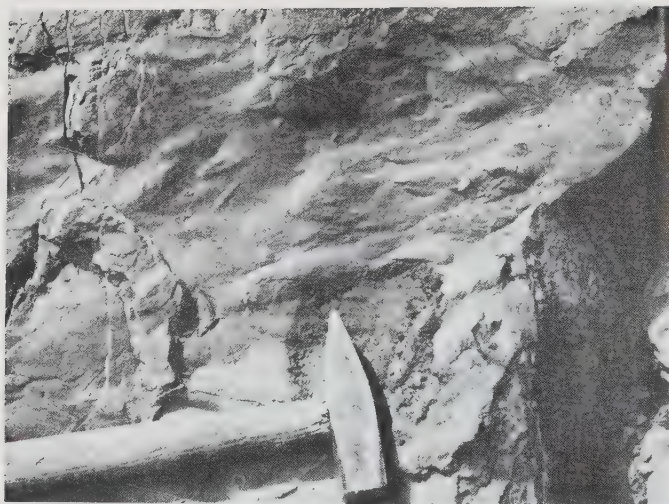


Abb. 3

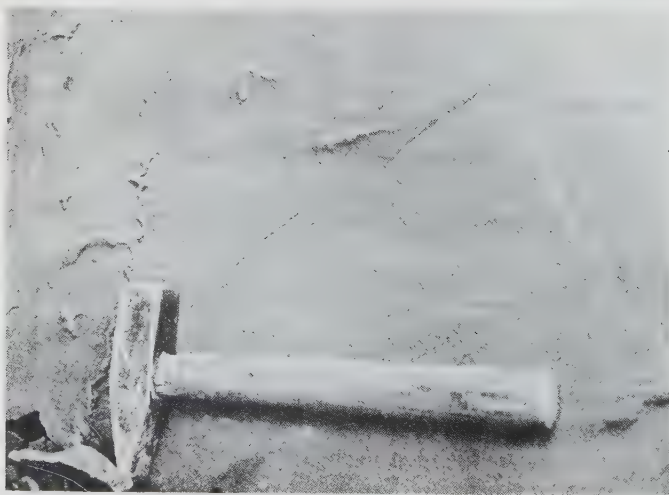


Abb. 4



Abb. 5



Abb. 6

Hällritzer Serie mit synsedimentärer Gleitfaltung
 (Riss- Berg)



Abb. 7

Grenze Reiselsberger Sandstein (rechts) und Ofterschwanger
Serie (beide Überkippt) NE - Raut Laine

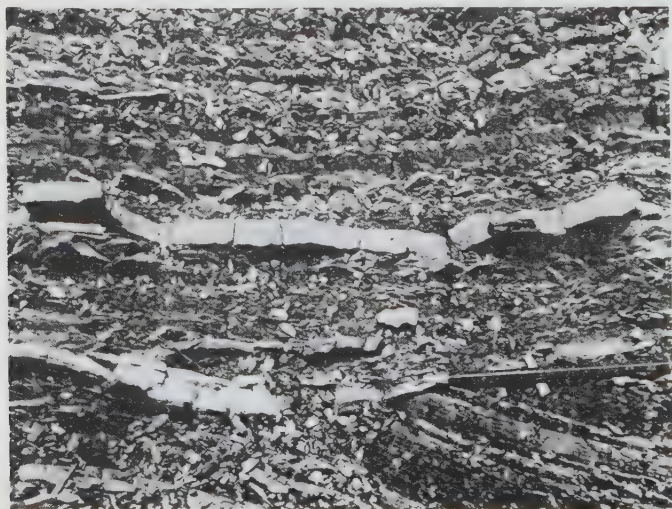


Abb. 8

Laminite in der unteren Piesenkopf- Serie
(Unsinniger- Graben)

LEBENS LAUF

Am 30.7.1938 wurde ich, Klaus Hoffert, als viertes Kind des Tierarztes Dr. med. vet. Ernst Hoffert und seiner Ehefrau Katharina Hoffert, geb. Röhr, in Osnabrück geboren. Von 1944 bis 1950 besuchte ich die Volksschulen in Osterburg/Altmark, Kossebau Krs. Osterburg, Stendal, Wildberg Krs. Ruppiner und Berlin-Neukölln.

Von 1951 bis 1957 war ich Schüler des Albert-Einstein-Gymnasiums zu Berlin-Britz (neusprachlich und mathematisch-naturwissenschaftliches Gymnasium). Dort legte ich im Frühjahr 1957 die Reifeprüfung ab.

Nach einer Ausbildungszeit bei den Farbenfabriken Bayer in Leverkusen begann ich im Wintersemester 1957/58 das Studium der Geologie an der Freien Universität Berlin, welches ich im November 1964 mit der Diplom-Prüfung abschloß.

Vom 1.12.1964 bis zum 31.3.1966 war ich als wissenschaftlicher Mitarbeiter der Gesellschaft für praktische Lagerstättenforschung mbH., Hannover, in mehreren Außenbetrieben tätig. Seit dem 1.4.1966 bin ich bei der Continental Elektroindustrie AG, jetzt Bergmann Elektro GmbH., Frankfurt/Main, beschäftigt. Zunächst war ich als Vertriebsingenieur in der Gruppe Geophysik eingesetzt; ab 1.7.1968 wurde ich zum Vertriebs-Werkleiter des Askania-Werkes für wissenschaftliche Geräte, Berlin, und Handlungsbevollmächtigten ernannt.

Meine Lehrer an der Freien Universität waren die Herren Professoren Dr. M. Richter, Dr. K.-J. Reutter, Dr. G. Bischof (Geologie), Dr. K.R. Mehnert (Mineralogie), Dr. W.G. Kühne, Dr. K.J. Müller (Paläontologie), Dr. H. Lassen (Physik), Dr. P. Giese (Geophysik), Dr. K.F. Jahr, Dr. W. Leutsch, Dr. Manecke (Chemie), Dr. Herter, Dr. W. Ulrich (Zoologie), Dr. Drawert (Botanik), Dr. E. Fels, Dr. Meckelein (Geographie), Dr. Kanthack (Philosophie) und Dr. Paulsen (Volkswirtschaft).

